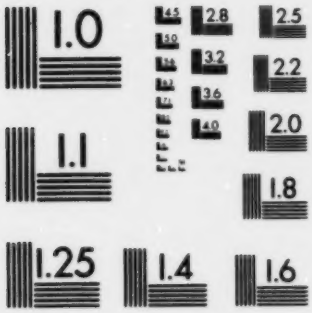
MS109

Micromedia Limited

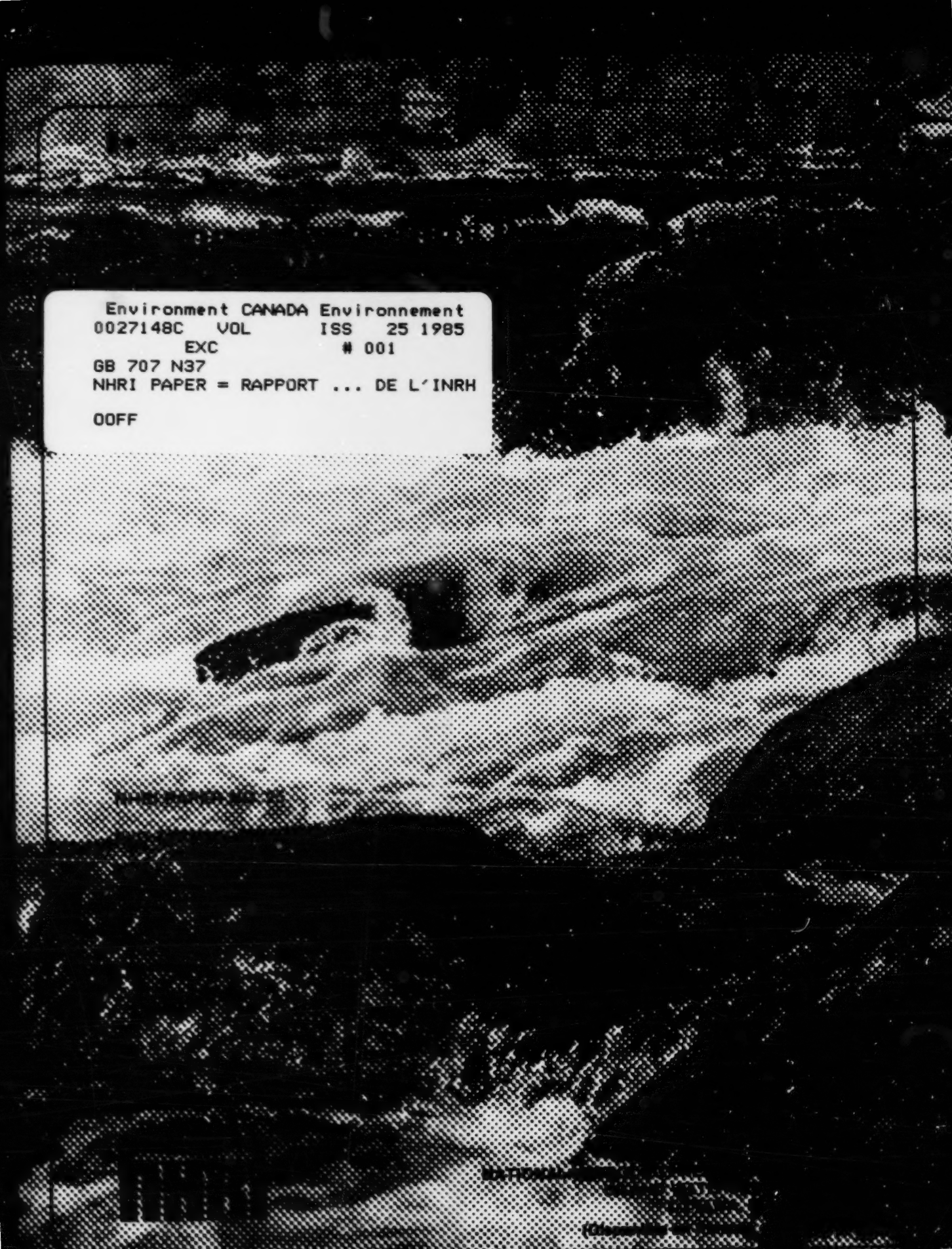


MICROCOPY RESOLUTION TEST CHART
NATIONAL BUREAU OF STANDARDS
STANDARD REFERENCE MATERIAL 1010a
(ANSI and ISO TEST CHART No. 2)

This statement was filmed with this document.
If the pages of the document are less clear
than this statement it is due to the poor
photographic quality of the document.

NATIONAL MICROGRAPHICS ASSOCIATION

24x



Environment CANADA Environnement
0027148C VOL ISS 25 1985
EXC # 001
GB 707 N37
NHRI PAPER = RAPPORT ... DE L'INRH

00FF

Environment Canada Environnement Canada

National Hydrology Research Institute

NHRI PAPER NO. 25

IWD TECHNICAL BULLETIN NO. 137

A Physical Model of Vertical Infiltration, Drain Discharge and Surface Runoff

A. Vandenberg

NHRI

NATIONAL HYDROLOGY RESEARCH INSTITUTE
INLAND WATERS DIRECTORATE
OTTAWA, CANADA, 1985

(Disponible en français sur demande)

© Minister of Supply and Services Canada 1986

Cat. No. En 36-503/137E

ISBN 0-662-14477-5

Contents

	Page
ABSTRACT	vi
RESUME	vii
LIST OF SYMBOLS	viii
INTRODUCTION	1
INTERNAL SOIL MOISTURE MOVEMENT, INFILTRATION AND GROUND-WATER DISCHARGE	4
Internal transfer functions, Q_i	4
Infiltration, I	7
Ground-water discharge, G	8
OTHER TRANSFER FUNCTIONS	10
Precipitation, P	10
Drain discharge, D	10
Surface runoff, R	10
MOISTURE ACCOUNTING	11
EFFECT OF DRAINAGE AND SOIL PARAMETERS ON DISCHARGE RATE	13
Effect of drain intensity A (Figs. 8, 9, 10)	15
Effect of drain intensity A, low K_o (Figs. 11, 12, 13)	17
Effect of drain depth D (Figs. 14, 15, 16)	18
Effect of saturated conductivity, K_o (Figs. 17, 18, 19)	18
Effect of alpha (Figs. 20, 21, 22)	18
A high-intensity short-duration event (Figs. 23, 24, 25)	19
Three heavy one-day storms, one week apart (Figs. 26, 27, 28).	19
CONCLUSIONS	19
ACKNOWLEDGMENTS	21
REFERENCES	22
APPENDIX A. Fortran code	45
APPENDIX B. Cyber control language for running the model and plotting results	55

Tables

1.	Model parameters	14
2.	Representative pF-curves for sand, sandy loam and clay loam	15

Illustrations

Page

Figure 1. Part of the hydrological cycle affecting streamflow..... 2

Figure 2. Section of the hydrological cycle affected by drainage improvements..... 3

Figure 3. Drainage model with distributed soil moisture storage... 5

Figure 4. Internal moisture movement and symbol definitions..... 6

Figure 5. Moisture displacement at the water table..... 9

Figure 6. Drainage history of a swamp..... 12

Figure 7. The pF-curves representative of a sand, a sandy loam and a clay loam, as used in the examples..... 16

Figure 8. Effect of drain intensity A: sand..... 23

Figure 9. Effect of drain intensity A: sandy loam..... 24

Figure 10. Effect of drain intensity A: clay loam..... 25

Figure 11. Effect of drain intensity A: sand, low K_0..... 26

Figure 12. Effect of drain intensity A: sandy loam, low K_0..... 27

Figure 13. Effect of drain intensity A: clay loam, low K_0..... 28

Figure 14. Effect of drain depth D: sand..... 29

Figure 15. Effect of drain depth D: sandy loam..... 30

Figure 16. Effect of drain depth D: clay loam..... 31

Figure 17. Effect of saturated conductivity K_0: sand..... 32

Figure 18. Effect of saturated conductivity K_0: sandy loam..... 33

Figure 19. Effect of saturated conductivity K_0: clay loam..... 34

Figure 20. Effect of alpha: sand..... 35

Figure 21. Effect of alpha: sandy loam..... 36

Figure 22. Effect of alpha: clay loam..... 37

Figure 23. A high-intensity short-duration event: sand..... 38

Figure 24. A high-intensity short-duration event: sandy loam..... 39

Illustrations (Cont.)

Page

Figure 25. A high-intensity short-duration event: clay loam..... 40

Figure 26. Three heavy one-day storms, one week apart: sand..... 41

Figure 27. Three heavy one-day storms, one week apart: sandy loam..... 42

Figure 28. Three heavy one-day storms, one week apart: clay..... 43

Abstract

The author identifies the elements of the hydrological cycle and their interrelationships which are directly influenced by soil and surface drainage improvements. A model of this partial cycle is constructed, permitting the assessment of the effect of drainage improvement on the total discharge from a drained plot for a given precipitation input. Total discharge is composed of surface runoff and drain discharge.

Particular emphasis is placed on the soil moisture component, infiltration and percolation to the ground-water table. All components except the unsaturated zone are treated as lumped systems, but the unsaturated zone is represented in the model by a stack of up to 50 layers, the moisture transfer between layers being calculated by a forward-finite difference type of calculation based on the physical characteristics of the soil.

The effects of the parameters of the model are described and discussed by means of approximately 90 sample runs. The parameters determining storage capacity of the soil influence the shape and peak value of discharge much more than those determining velocity of flow.

In the course of the drainage history of originally waterlogged areas, increased peak flows can be expected in the early stages owing to improved surface drainage; subsequently, improvement in soil drainage and aeration will cause peak flows to diminish.

Users are cautioned that the model is only a crude representation of the real world, being single-layered and one-dimensional, and representing only one level of drainage.

Key words: Drainage, flooding, discharge peak, infiltration, percolation, unsaturated zone, surface runoff, digital model.

Résumé

L'auteur indique les éléments du cycle hydrologique, ainsi que leurs interrelations, qui sont directement touchés par des améliorations du sol et du drainage de surface. Il présente un modèle décrivant ce cycle partiel, qui permet d'évaluer l'effet de l'amélioration du drainage sur l'écoulement total provenant d'une parcelle drainée recevant une précipitation de volume connu. L'écoulement total est constitué du ruissellement de surface et de l'écoulement des drains.

Une attention particulière est accordée à la composante de l'humidité du sol, à l'infiltration et à la percolation jusqu'à la nappe phréatique. Toutes les composantes à l'exception de la zone insaturée sont traitées comme des systèmes globaux («lumped»), mais la zone insaturée est représentée dans le modèle par une cinquantaine de couches, le passage de l'humidité entre les couches étant déterminé par un calcul du type progressif aux différences finies à partir des caractéristiques physiques du sol.

L'effet des paramètres du modèle est décrit et examiné à partir des résultats d'environ 90 essais. Les paramètres déterminant la capacité d'emmagasinement du sol influent beaucoup plus sur la forme et le niveau de pointe de l'écoulement que ceux qui déterminent la vitesse d'écoulement.

Sur les terrains qui étaient saturés d'eau, l'amélioration du drainage de surface devrait entraîner dans les premiers temps un accroissement du débit de pointe, puis l'amélioration du drainage du sol et de l'aération le fera diminuer.

Les utilisateurs sont prévenus que le modèle est seulement une représentation grossière de la réalité, étant monocouche et unidimensionnel et ne représentant qu'un seul niveau de drainage.

Mots clés: Drainage, inondation, débit de pointe, infiltration, percolation, zone insaturée, ruissellement de surface, modèle numérique.

List of Symbols

A	Drainage intensity = $8 K_o d/L^2$	(day^{-1})	Eq. 13
A_b	Coefficient in surface runoff equation	(cm^{-1} day^{-1})	Eq. 18
a	Exp ($\alpha\Delta z$)	-	Eq. 6
a'	$a^{1/2}$ = exp ($\alpha\Delta z/2$)	-	Eq. 12
D	Drain discharge to ditch	(cm/day)	Introduction
d	Equivalent depth of aquifer	(cm)	Eq. 13
E_{pot}	Potential evaporation rate	(cm/day)	Precipitation, P
E_{Soil}	Actual evaporation from upper soil layer	(cm/day)	Precipitation, P
F	Implicit function of Z_w	-	Eq. 17
F'	Derivative of F with respect to Z_w	-	-
G	Ground-water discharge to drain	(cm/day)	Introduction
I	Infiltration rate	(cm/day)	Introduction
K,K(θ),K(ψ)	Conductivity of soil, function of θ and of ψ	(cm/day)	Eq. 1
K_i	Conductivity of ith soil layer	(cm/day)	Eq. 4
K_o	Saturated conductivity	(cm/day)	Eq. 2
L	Distance between drains	(cm)	Eq. 13
m	Number of soil layers	-	-
n_s (or ns as a subscript)	Number of saturated layers	-	Eq. 16
P	Precipitation rate	(cm/day)	Introduction
P_{max}	Depth of water on surface below which no surface runoff takes place	(cm)	Surface runoff, R
Q_i	Flow rate from layer i to layer (i + 1)	(cm/day)	Eq. 4

q	Upward vector of internal moisture flow	(cm/day)	Eq. 1
R	Surface runoff rate	(cm/day)	Introduction
S_1	Storage element 1, the atmosphere	(cm)	Introduction
S_2	Storage element 2, the surface ponding	(cm)	Introduction
S_3	Storage element 3, the soil	(cm)	Introduction
$S_{3,1}$	Storage in ith soil layer	(cm)	-
S_4	Storage in drain	(cm)	Introduction
S_5	Storage in ditch	(cm)	Introduction
t	Time	(days)	-
Z	Elevation above the drain	(cm)	Eq. 1
Z_1	Elevation of centre of the ith soil layer above the drain	(cm)	Eq. 4
Z_w	Elevation of water table above drain	(cm)	Eq. 14
α	Constant in the $K(\psi)$ relation	(cm^{-1})	Eq. 2
Δt	Small time interval between successive inventories	(days)	Eq. 7
ΔZ	Thickness of a soil layer	(cm)	Eq. 4
θ	Volumetric moisture content	(cm/cm)	-
θ_{sat}	Moisture content of soil at saturation	(cm/cm)	Eq. 10
θ_m	Moisture content of mth soil element	(cm/cm)	Eq. 11
θ'_m	Moisture content of mth soil element at end of time step	(cm/cm)	Eq. 10, 11
θ_o	Minimum soil moisture content on the ψ-θ curve of the model	(cm/cm)	-
ψ	Pressure head	(cm)	Eq. 1
ψ_D	Pressure head at depth of drain midway between drains	(cm)	Eq. 13

A Physical Model of Vertical Infiltration, Drain Discharge and Surface Runoff

A. Vandenberg

INTRODUCTION

Any part of the hydrological cycle can be defined as a set of storage reservoirs between which water transfers take place at rates governed by the laws of physics. In general, these physical laws relate the transfer between two adjacent reservoirs to the physical state of the two reservoirs. Once all the transfer functions have been established, the changing state of the system as a whole can be followed through time by a system of double bookkeeping, provided entries to the ledger are made at frequent enough intervals that the state just after the transfers have been entered provides the basis for calculating the transfer rates during the small time until the next entry is made.

The part of the hydrological cycle that is of primary interest in determining the transformation of a precipitation event over a basin into the corresponding discharge event is shown in Figure 1, where the storage reservoirs are represented by rectangular boxes, and the transfer functions by triangles suggesting the prevalent direction of the transfer.

Drainage works, when installed in parts of a basin, will primarily alter transfer functions, such as runoff rate and ground-water discharge rate, but secondarily affect storages, such as surface ponding and soil moisture. In particular, if we wish to study the effect of drainage improvements on the shape of the time series of basin outflow, we can limit ourselves to a smaller subsection of Figure 1, including only those transfer functions and storages most directly altered by drainage improvement. Figure 2 shows such a partial cycle, including the storage reservoirs S_1 to S_5 and the transfer functions P, I, G, D and R, where

S_1 = precipitation reservoir
S_2 = surface ponding
S_3 = soil moisture storage
S_4 = storage in the drains
S_5 = storage in the ditch
P = precipitation
I = infiltration
G = ground-water discharge to drain
D = drain discharge to ditch
R = runoff over the surface into the ditch.

Figure 2 also indicates how the partial cycle for one plot is connected to other plots through the section of ditch, S_5; each section of the ditch receives inputs R and D, as well as input from at least one

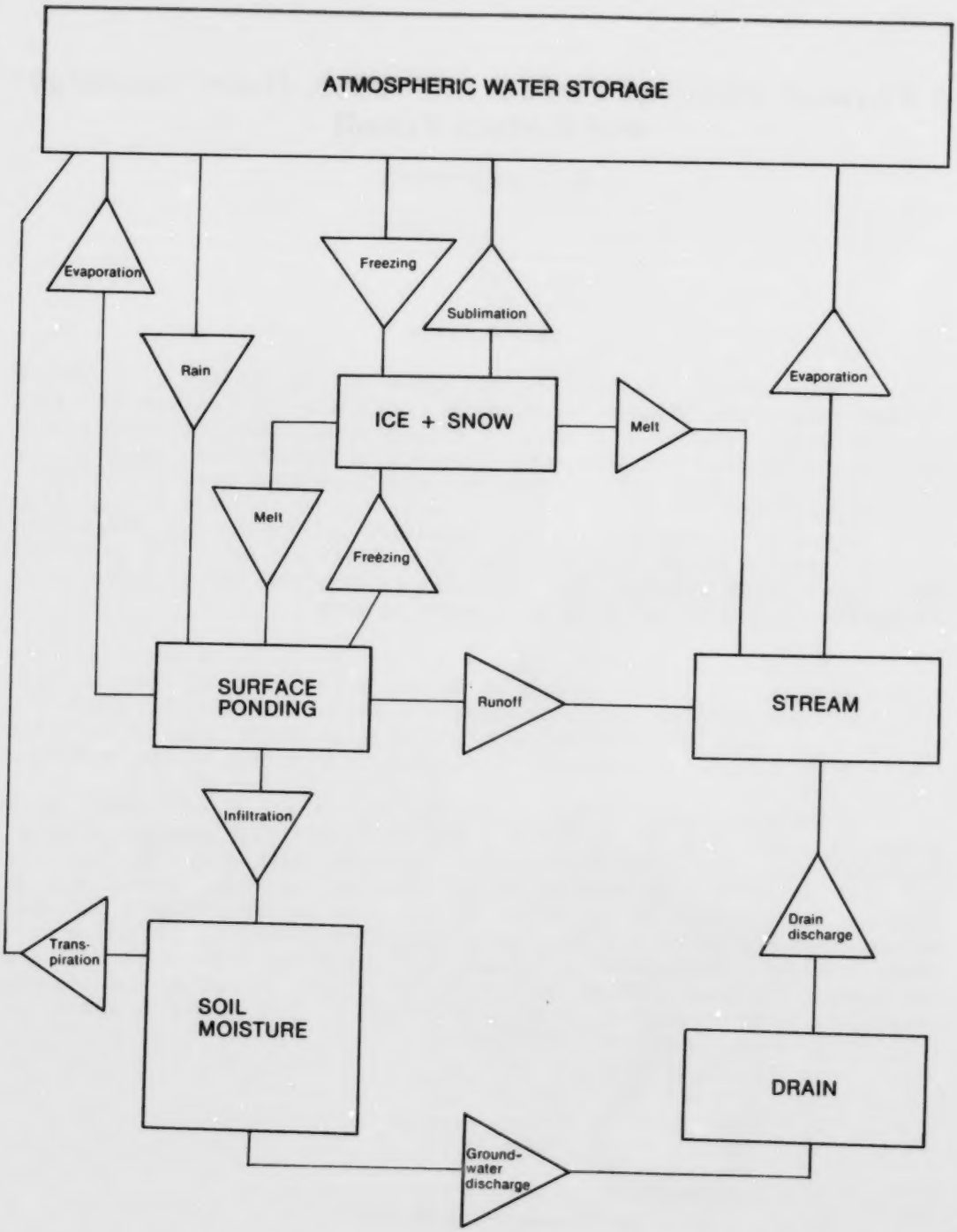


Figure 1. Part of the hydrological cycle affecting streamflow.

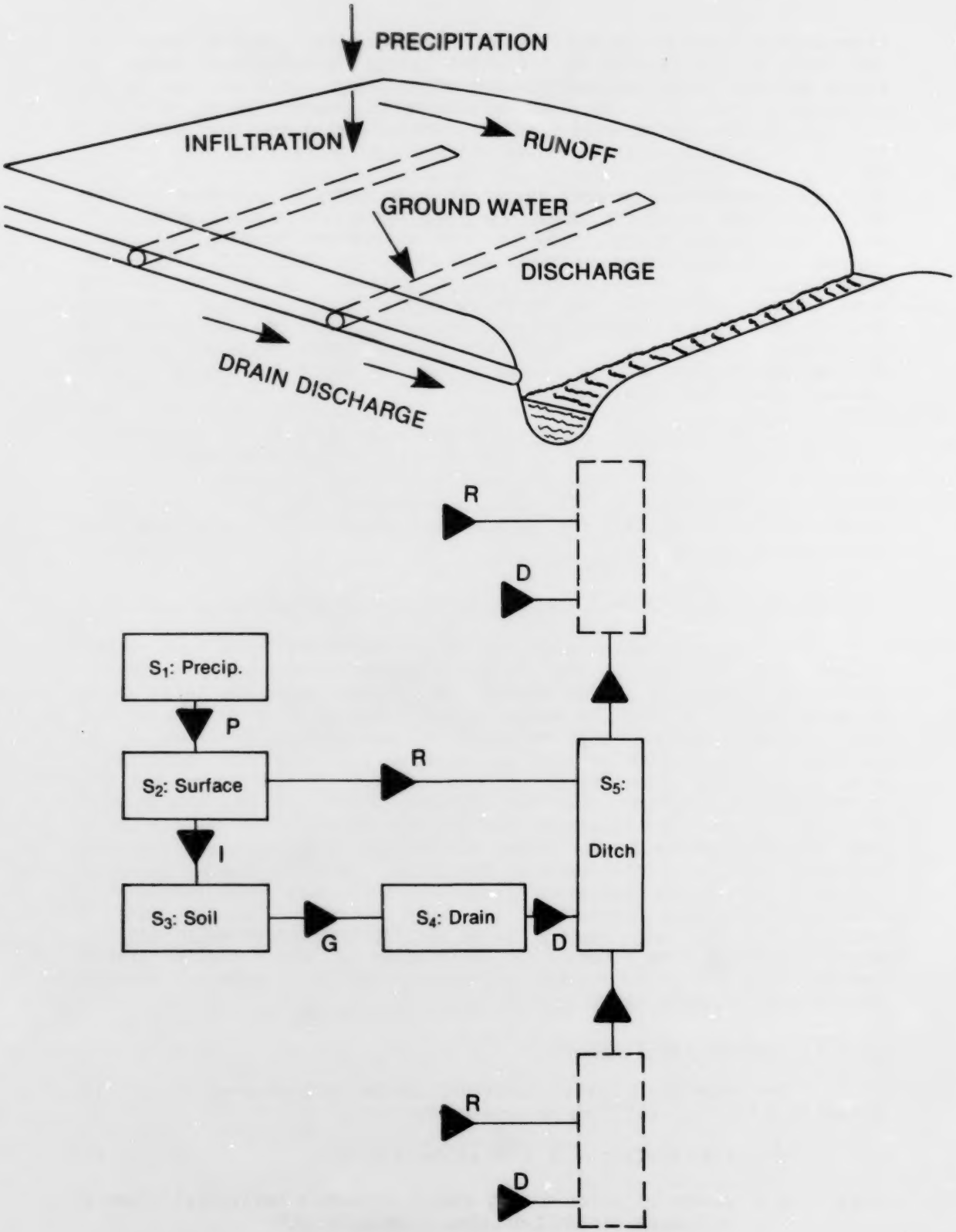


Figure 2. Section of the hydrological cycle affected by drainage improvements.

other section, and discharges into at least one other section. Therefore the state of the section of the ditch cannot be calculated unless the states of the adjoining sections are also known. This has the further consequence that if R and D are sensitive to changes in S_5, all other storages in the system will also be affected and a workable model must include all parcels of drained land which discharge into the same ditch.

Fortunately, in most instances both R and D discharge into the ditch or stream above the water level and therefore do not depend on the water level in the ditch. Only in cases of extreme flooding, i.e., when the outlet of S_5 becomes blocked, will the drain outlet be under water, in which case the direction of D may be reversed. We will not consider such extreme cases here but limit ourselves to the one plot, assuming that R and D are independent of S_5, which will be maintained for bookkeeping purposes only. Thus, with the addition of S_1 at the input end, we are dealing with a closed system for which the sum of all the storages must remain constant.

In the next two sections, a detailed analysis is given of the transfer functions: the soil-related functions I and G and the remaining functions P, D and R. Then the model, basically a moisture-accounting process, is described in its entirety. Some of the model results are shown and the effect of the various parameters on the discharge time series are discussed.

INTERNAL SOIL MOISTURE MOVEMENT, INFILTRATION AND GROUND-WATER DISCHARGE

In the previous section, and in Figures 1 and 2, we have tacitly assumed that for each of the storage elements shown, under isothermal conditions, the state of the element can be equated to the total amount of water in the element, a unique number. Specifically in the case of soil storage, however, soil moisture is typically a function of its position in the element, notably of its elevation. But the infiltration rate, I, does not depend on the moisture content at some depth, but only on the moisture content near the surface; similarly, the ground-water discharge, G, does not depend on the moisture content near the surface or some intermediate depth, but rather on the hydraulic head and therefore the water content at the depth of the drain. Thus the lumped system of Figures 1 and 2 can introduce large errors, since soil moisture is distributed unevenly throughout the soil column. Thus we come to consider the model of Figure 3, with distributed ground-water storage, which is derived from Figure 2 by subdividing S_3 into m smaller storage elements $S_{3,i}$, i = 1 to m, and introducing the (m-1) internal transfer functions Q_i, i = 1 to (m-1).

Internal Transfer Functions, Q_i

The internal transfer functions can be derived from Darcy's law as modified for vertical flow in unsaturated soil:

$$q = -K(\psi)(d/dZ)(\psi + Z) = -K(\psi)(d\psi/dZ + 1) \qquad (1)$$

where q = volume of water moving upward through a horizontal plane of unit area per unit of time (dimension L/T)

K = conductivity, which is a function of pressure head ψ (dimension L/T)

ψ = pressure head, negative in unsaturated soil, positive in saturated soil (dimension L)

Z = vertical coordinate increasing upward (dimension L).

Pressure head is related to moisture content, θ, but the relation strictly speaking is not unique, showing hysteresis, i.e., the $\psi(\theta)$ curve for a drying soil is different from the $\psi(\theta)$ curve for a moistening soil. Although it is difficult to assess the error introduced in doing so, we will nevertheless base our model on an average $\psi(\theta)$ curve, where θ is the moisture content by volume, which uniquely relates θ and ψ independent of past history. This relation must be determined for each soil in the laboratory or in the field by measuring ψ at different values of θ.

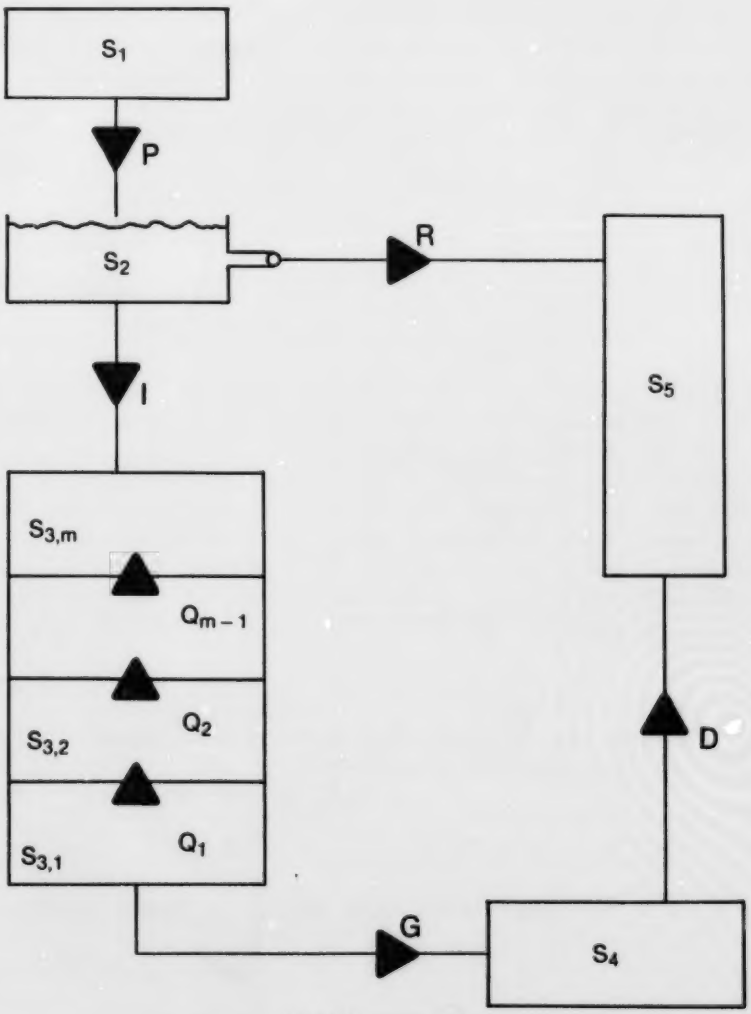


Figure 3. Drainage model with distributed soil moisture storage.

On the other hand, the relationship between K and ψ is unique and for not too dry soils can be approximated by an exponential expression:

$$K = K_0 \exp(\alpha\psi) \tag{2}$$

where K_0 = conductivity of the saturated soil (dimension L/T)
α = a constant (dimension L^{-1}).

From Equation 2 we have

$$d\psi/dK = 1/(\alpha K)$$

which, substituted in (1), gives

$$dK/dZ = -\alpha(q + K) \tag{3}$$

For the flow Q_1 between two thin adjacent soil elements Z_1 and Z_{1+1} (Fig. 4) Q may be taken as constant, and integration of Equation 3 then results in:

$$\ln[(Q_1 + K_1)/(Q_1 + K_{1+1})] = \alpha(Z_{1+1} - Z_1) \tag{4}$$

or

$$Q_1 + K_1 = (Q_1 + K_{1+1})e^{\alpha\Delta Z} \tag{5}$$

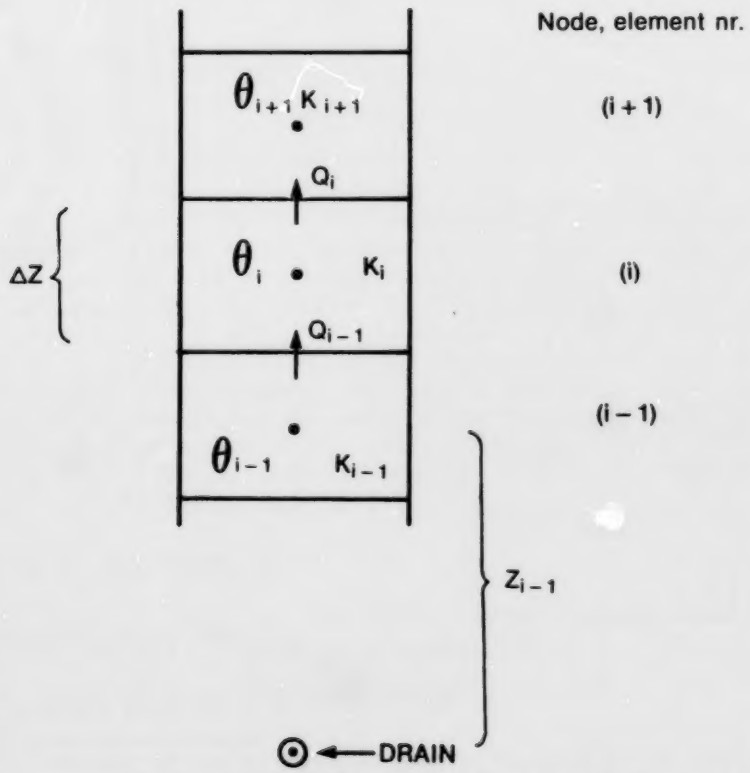


Figure 4. Internal moisture movement and symbol definitions.

where ΔZ = $Z_{i+1} - Z_i$, positive
K_i = conductivity of the ith element
Z_i = the elevation of the centrepoint of the lower (ith) element
Z_{i+1} = the elevation of the centrepoint of the higher element
Q_i = moisture flow from the ith element to the (i+1)th element.

Equation 5 can be written explicitly for Q_i:

$$Q_i = (K_i - aK_{i+1})/(a-1) \tag{6}$$

where $a = \exp(\alpha\Delta Z)$

Now, a flow of moisture Q_i out of the ith element results in a decrease $\Delta(\theta\Delta Z)$ in the total moisture $\theta\Delta Z$ of the ith:

$$\Delta(\theta\Delta Z) = Q_i\Delta t$$

where Δt = an increment of time between two bookkeeping entries. Since K_i, K_{i+1} and K_{i-1} are known functions $K[\psi(\theta)]$ of θ, the change in moisture content of an element during Δt can be calculated (Fig. 4) from:

$$\Delta(\theta_i\Delta Z) = \Delta t(Q_{i-1} - Q_i) \tag{7}$$

or, using (6)

$$\Delta\theta_i = (\Delta t/\Delta Z)[K_{i-1} - (a+1)\,K_i + aK_{i+1}]/(a - 1) \tag{8}$$

Equations 7 or 8 can be used to simulate the future state of all the internal elements with moisture content below saturation. But for the upper element of S_3, the flux through the upper surface, that is infiltration or evaporation, must be calculated by other means, since it is controlled by the state of the storage element S_2, the pooled water, as well as by the state of $S_{3,m}$, the uppermost soil layer. And in the case of the lowermost unsaturated element, the flow through its lower surface is determined by saturated flow conditions in the underlying element, and must therefore also be determined separately.

Infiltration, I

Instantaneous infiltration rate into a soil depends primarily on the moisture content of the uppermost soil element, but is limited by the amount of water stored on the surface S_2,

$$I\Delta t \leq S_2 \tag{9}$$

and by the storage capacity of the upper soil layer

$$I\Delta t \leq \Delta Z\,(\theta_{sat} - \theta'_m) \tag{10}$$

where θ_{sat} = saturated moisture content of the soil

θ'_m = the moisture content of the mth or upper soil storage element $S_{3,m}$, taking into account that its water content at the end of the timestep may be taken, thus

$$\theta'_m = \theta_m + Q_{m-1}\,\Delta t/\Delta z. \qquad (11)$$

Furthermore, it must be taken into consideration that if the level of S_2 is above the level of the outflow (Fig. 3), surface runoff R will be generated, competing with infiltration for the total available surface storage (ponding).

Within these limits the infiltration rate can be calculated on the assumption that as long as $S_2>0$ the surface of the soil is saturated and has conductivity K_0. Then, from Equation 6,

$$-I = (K_m - a'K_0)/(a' - 1) \qquad (12)$$

where $a' = \exp(\alpha\Delta Z/2)$

since $(Z_2 - Z_1)$ is now $\Delta Z/2$, the distance between the surface and the centre of the uppermost element, and I designates downward flow in keeping with the direction of the arrow in Figure 3.

Ground-Water Discharge, G

For the simulation of ground-water discharge, G, we use the linear approximation first given by Hooghoudt (1937), and also described in Hillel (1980):

$$G = A\psi_D \qquad (13)$$

where ψ_D = pressure head at the depth of the drains, midway between two parallel drains
A = drainage intensity = $8K_0d/L^2$ (dimension 1/T)
L = distance between drains
d = the equivalent depth of the aquifer below the drains.

From Equation 13 we can derive an expression for G in terms of Z_w, the height of the water table above the drains midway between the drains, instead of in terms of ψ_D (Van Wyk, 1980):

$$G = AZ_wK_0/(AZ_w + K_0) \qquad (14)$$

and the equivalent equation for Z_w:

$$Z_w = GK_0/[A(K_0 - G)] \qquad (15)$$

Equations 14 and 15 contain the two unknowns, G and Z_w. However, since the saturated zone does not allow for any storage changes, we must assume that the flow from the lowermost unsaturated element to the water table must also be equal to G (Fig. 5) and with the use of

Equation 4 can be expressed as:

$$G = -q_{ns} = -[K_o - K_{ns+1} \exp(\alpha(n_s \Delta Z - Z_w))]/$$
$$[\exp(\alpha(n_s \Delta Z - Z_w)) - 1] \quad (16)$$

where n_s = number of saturated elements.

Eliminating G between Equations 15 and 16 and rearranging finally gives the implicit equation:

$$Z_w - C_1 + C_2 \exp(\alpha Z_w) = 0 \quad (17)$$

where $C_1 = K_o K_{ns+1}/[A(K_o - K_{ns+1})]$

$$C_2 = K_o^2 \exp(-\alpha n_s \Delta Z)/[A(K_o - K_{ns+1})].$$

Equation 17 was first given by Wind and Van Doorne (1975); it can be solved iteratively for Z_w with Newton's method:

$$Z_w^{(n+1)} = Z_w^{(n)} - F(Z_w)/F'(Z_w)$$

where $Z_w^{(n)}$ and $Z_w^{(n+1)}$ are the nth and (n+1)th approximation of Z_w and

$$F(Z_w) = Z_w - C_1 + C_2 \exp(\alpha Z_w)$$

$$F'(Z_w) = 1 + \alpha C_2 \exp(\alpha Z_w).$$

Once Z_w has been determined, G follows from Equation 14.

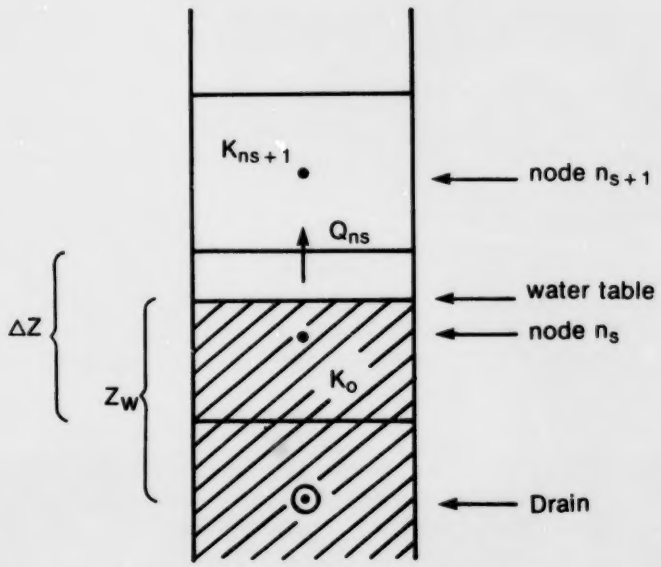


Figure 5. Moisture displacement at the water table.

OTHER TRANSFER FUNCTIONS

Precipitation, P

Comparison of Figures 2 and 3 indicates that the transfer function labelled P, the input to the surface reservoir, S_2, is in reality composed of a number of transfers: mainly those shown in Figure 2 as rain, melt, evaporation and freezing, the latter two being negative inputs to S_2. At present, the construction of the model does not distinguish between these inputs but presumes that their algebraic sum is known from other sources and presented at each timestep as input to the model. The construction of the model, however, permits the insertion of additional routines for these functions as they become available.

Whenever there is no precipitation, evaporation may take place from ponded water, or from the uppermost soil layer if S_2 is empty; P may thus be negative. In the model, transpiration, which takes place in the leaves of plants, is not considered, although it transfers moisture from the soil, sometimes at considerable depth, through the root system to the atmosphere. Soil moisture accounting models which do include transpiration exist (i.e. Feddes *et al.*, 1978), but it is our opinion that the theory is not well enough established and the necessary data are generally not available for practical application in discharge modelling. Thus the model accounts only for evaporation from the ponded water S_2 at potential evaporation rate or, if no ponding is present, from the top layer at a reduced rate. At present we have simply put

$$E_{soil} = E_{pot}(\theta_m - \theta_o)/(\theta_{sat} - \theta_o)$$

where
- E_{soil} = actual evaporation from the upper soil layer (L/T)
- E_{pot} = potential evaporation, as specified in input to model (L/T)
- θ_m = moisture content of top layer
- θ_o = minimum soil moisture content on the ψ - θ curve
- θ_{sat} = moisture content at saturation.

Thus, actual evaporation will be equal to potential evaporation for a saturated top layer, to decrease linearly with decreasing soil moisture content, becoming zero when the soil is at minimum moisture content.

Drain Discharge, D

In the present version of the model the small storage changes in the drains are not taken into account, and D is assumed to be equal to G at all times. If future applications so warrant, the transfer function $D(S_4)$ can easily be inserted into the model.

Surface Runoff, R

Surface runoff will be generated whenever the depth of water on the surface, S_2, exceeds a certain value, designated by the constant P_{max} in the model. The constant P_{max} is usually in the order of a few millimetres.

The runoff velocity $R(S_2)$ is calculated by

$$R = A_b (S_2 - P_{max})^2 \qquad (18)$$

where A_b is a constant; R, however, is restricted by the following inequalities:

(1): $R\Delta t < S_2 - P_{max}$

and

(2): $(R + I)\Delta t < S_2$

Condition (2) requires that I and R be determined in conjunction, that is, both I and R are first calculated separately, R being limited by condition (1). Then the sum $(R + I)\Delta t$ is calculated and compared with the available storage S_2; if condition (2) is not met, the available storage will be prorated over R and I, that is, both R and I are multiplied by the factor

$$S_2/[(R + I)\Delta t]$$

The threshold value P_{max} can have a strong effect on the peak flow. If the threshold value is low, as with good surface drainage, the soil cannot absorb and pass the incoming precipitation, and most of it will run off over the surface. Surface runoff is relatively fast and thus creates a large peak. If the threshold value is high, as with poor surface drainage and swamp conditions, the excess water cannot run off, and either evaporates or slowly runs off through the soil and drains.

If, however, not only the surface drainage but subsequently also the subsurface drainage is improved, the peak will become smaller again (Wind and Vandenberg, 1984). Such a course of events is depicted in Figure 6, showing a possible drainage history of a swamp on a sandy loam. In the natural state, drain intensity A and the coefficient of surface drainage, A_b, are extremely low, the threshold value is 6 cm, and the soil is initially completely saturated with 5 cm of water on the surface; existing natural drainage channels are shallow (0.5 m). At the start of the simulation precipitation sets in at 6 mm/day, lasting 15 days for a total of 9 cm; under these conditions the outflow from the swamp (trace 1) does not reach 1 mm/day.

If the surface runoff coefficient is increased and the threshold value is reduced to 5 mm, the outflow, practically all surface flow, increases to 6 mm/day (trace 2). Only a slight reduction in peak flow is achieved by increasing the drain intensity, leaving the drain depth at 0.5 m (trace 3). Increasing the depth of the drains to 1.5 m drastically reduces the peak outflow to 3 mm.

MOISTURE ACCOUNTING

Once the transfer rates between storage elements have been calculated, the new stored volumes can be calculated by adding the inflows and subtracting the outflows from the previous stored volumes for each element according to the schematic of Figure 3. Since for the soil elements the total volume stored equals the product of moisture content

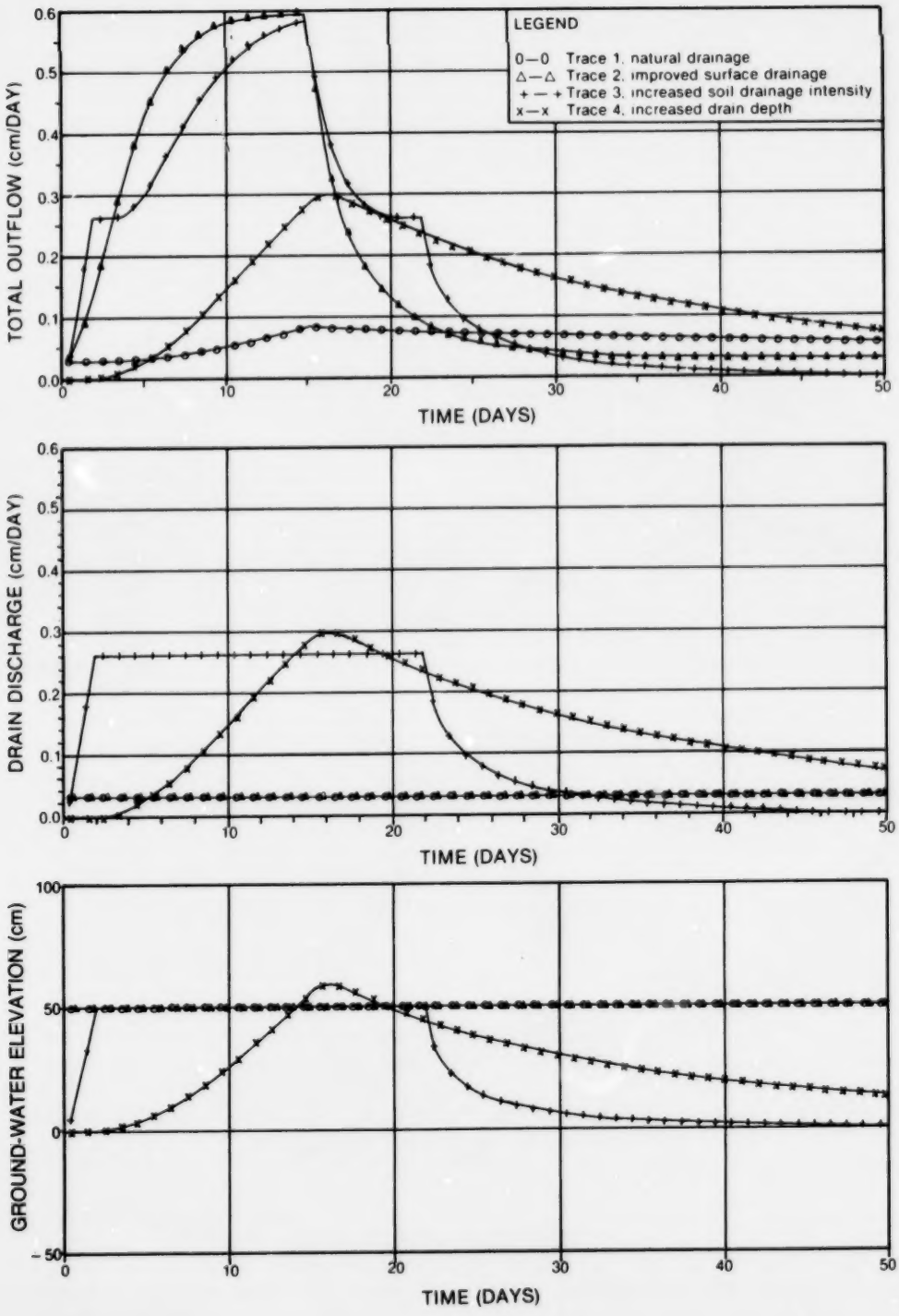


Figure 6. Drainage history of a swamp. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 50 cm; A = 0.0006 day^{-1}; A_b = 0.001 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 6 cm; Pool = 5 cm.

and thickness, the new moisture content will be

$$\theta_i(t + \Delta t) = \theta_i(t) + (Q_{i-1} - Q_i)\Delta t/\Delta Z \qquad (19)$$

$$\text{for } i = 2, m - 1$$

for all the internal elements. For the upper (mth) element

$$Q_m = -I$$

and for the lowermost unsaturated element

$$Q_{i-1} = -G, \text{ the ground-water discharge.}$$

From Figure 3 we can read directly:

$$S_1(t + \Delta t) = S_1(t) - P\Delta t \qquad (20)$$
$$S_2(t + \Delta t) = S_2(t) + (P - R - I)\Delta t \qquad (21)$$
$$S_5(t + \Delta t) = S_5(t) + (R + G)\Delta t \qquad (22)$$

Equation 22 occurs in this form, since we have assumed for the moment that

$$D = G$$

In the case of evaporation, i.e. negative P, the value of P in (20) is not necessarily the value of potential evaporation given, with negative sign, on input, but depends on the presence or absence of pooled water on the surface, and in the absence of surface water, on the moisture content of the upper soil element.

EFFECT OF DRAINAGE AND SOIL PARAMETERS ON DISCHARGE RATE

In this section simulations carried out with the model are discussed. Table 1 is an overview of the parameters that determine the outflow hydrograph of a given precipitation input, showing their Fortran names, the symbols used in this report, the categories indicating to which part of the hydrologic cycle they belong, and a brief description.

For most of the simulations a standard rainfall pattern was used: 15 days of precipitation at 0.6 cm/day, followed by a dry period of 35 days. Three different pF curves, roughly representative of a sand, a sandy loam and a clay loam were used. These pF curves are shown in Figure 7, and in tabular form, as they are input to the program, in Table 2.

Of the other variables, K_0 and α are soil-dependent, as are the Ψ (θ) curves, and therefore not primarily affected by drainage improvements, although they may be affected secondarily in the course of time. Truly drainage-dependent variables are A, the drain intensity, D, the depth of drains below surface, and A_b, which might be called the surface drain intensity. Other factors affecting the shape of the discharge time series are the potential evaporation and the initial moisture content.

The simulations will be presented in the following manner: four simulations are normally shown in each figure, showing the responses of one particular soil type to four different values of one of the parameters. Each figure shows the height of the water table, the drain discharge and the combined surface runoff and drain discharge; three successive figures show the effect of the variable parameter in the sand,

Table 1. Model Parameters

Fortran name	Symbol used in this report	Remarks on use	Category
TT(I), PP(I)	Ψ (θ)-Curve	Table values defining the Ψ (θ)-curve, standardized to represent 3 basic soil types (Fig. 7) TT = moisture PP = pressure	Soil, unsaturated
AKO	K_o	Saturated conductivity	Soil, unsaturated
ALF	α	Coefficient in: $K = K_o \exp(\alpha\psi)$	Soil, unsaturated
DEPTH	D	Depth of drain below surface	Soil drainage
A	A	Drain intensity $g = A\Psi_o$	Soil drainage
AB	A_b	Surface drainage efficiency $R = A_b(P - P_{max})^2$	Surface drainage
PMAX	P_{max}	Pool height above which surface runoff occurs	Surface drainage
QD	G	As an input parameter, the equilibrium ground-water outflow determining antecedent moisture	Initial or antecedent moisture content
RATE (positive)	P	Precipitation rate	Atmospheric
RATE (negative)	E_{pot}	Potential evaporation	Atmospheric

the sandy loam and the clay loam, respectively. Initial moisture content for the bulk of these simulations is the equilibrium moisture distribution with no vertical movement and a ground-water table at the depth of the drain, or the equilibrium distribution at the very low constant downward flow of 0.1 cm/day. The program can accept initial moisture, or initial pressure, in tabular form, but this option was not used except in Figure 6, already discussed. Thus, in the examples, the initial moisture content is always raised or lowered by increasing or decreasing the initial value of the drain discharge.

Effect of Drain Intensity A (Figs. 8, 9, 10)

In this set of three figures, A was given the four values 0.001, 0.002, 0.005 and 0.01 day^{-1}; other parameter values are given in the captions.

In the sand, with its high storage capacity, no surface runoff occurs for any value of A; in the sandy loam, no surface runoff is generated with A = 0.01 day^{-1}, a very small amount for A = 0.005 day^{-1}, and slightly more than half the peak flow is surface runoff at

Table 2. Representative pF-Curves for Sand, Sandy Loam and Clay Loam

θ	Sand ψ (cm)	Sandy loam ψ (cm)	Clay loam ψ (cm)
0.28	-217	-295	-280
0.29	-127	-265	-272
0.30	-97	-237	-264
0.31	-78	-210	-255
0.32	-65	-186	-245
0.33	-55	-163	-234
0.34	-51	-138	-223
0.35	-47	-118	-211
0.36	-43	-102	-199
0.37	-39.5	-88	-186
0.38	-36	-77	-172
0.39	-33	-68	-157
0.40	-30	-60	-142
0.41	-27.3	-52	-123
0.42	-19.7	-43	-101
0.43	-13.2	-33	-77
0.44	-6.5	-19	-45
0.445	-3.1	-10	-26
0.45	0	0	0

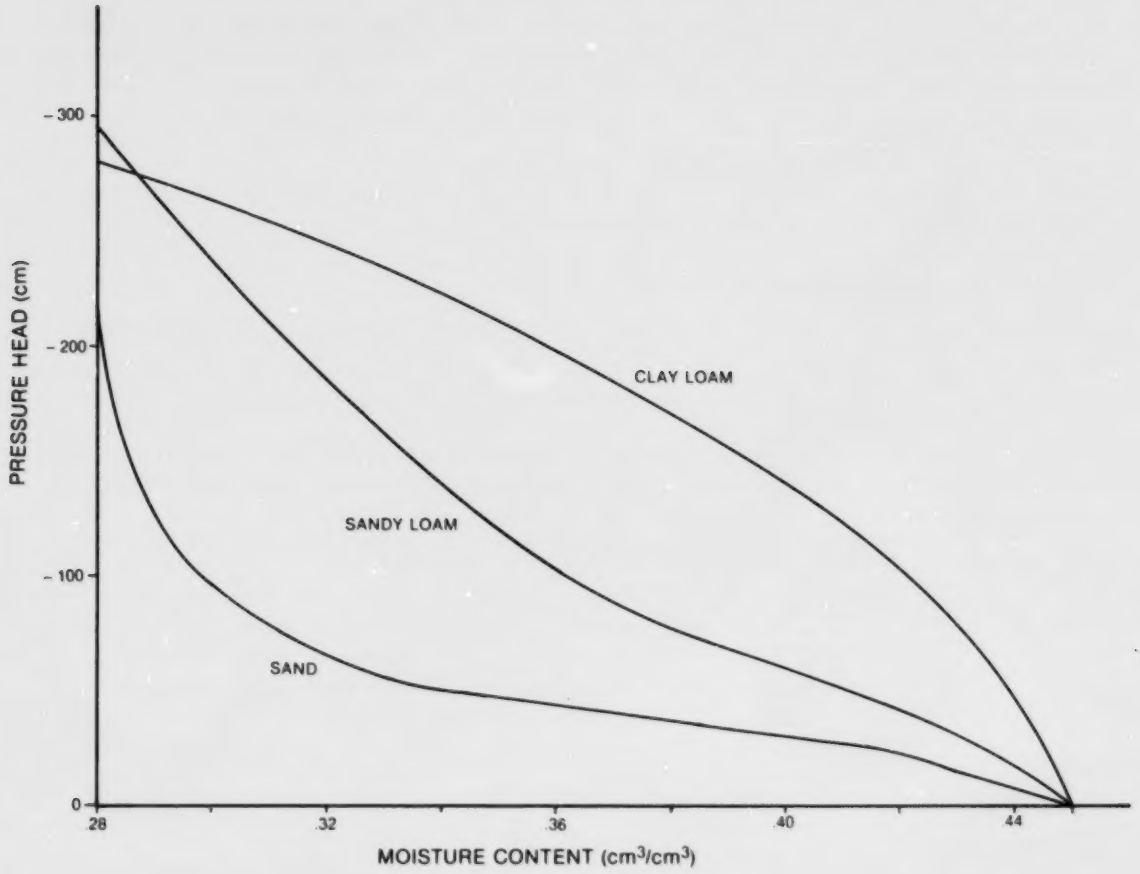


Figure 7. The pF-curves representative of a sand, a sandy loam and a clay loam, as used in the examples.

the lowest value of A. Because in this set of simulations the maximum pool depth was set rather high, surface runoff begins (points B) relatively long after the soil becomes saturated (points A), but sooner for the less intensively drained soil, since the maximum drain discharge is, according to Equation 14,

$$q = ADK_o/(AD + K_o)$$

since D is the maximum height of the water table above the drain. Furthermore, when the soil is completely saturated, the infiltration equals the drain discharge, since no more change in the soil moisture storage can take place.

Thus for this set of simulations

Infiltration at saturation = 200A/(2 + 100A)

and

Maximum infiltration ($A = 0.005\ day^{-1}$) = 0.4 cm/day

Maximum infiltration ($A = 0.001\ day^{-1}$) = 0.095 cm/day

Thus for $A = 0.005\ day^{-1}$ it takes 0.4/(0.6 - 0.4) = 2 days for the pool to fill to overflow and 0.8 days for $A = 0.001\ day^{-1}$.

Also for $A = 0.005\ day^{-1}$, the pool is depleted in 5 days, whereas for A = 0.001, the pool was just barely depleted at the end of the model run.

In the clay loam, only for the highest value of A no surface runoff is generated and the maximum discharge is limited by the rate of rainfall and equal to it, the soil not being entirely saturated. Surface runoff is by far the most important component at the lowest drain intensity, its importance decreasing with increasing drain intensity.

Comparing the three figures, the effect of the soil is very noticeable. The effect of decreasing storage capacity in the sequence from sand to clay loam is immediately apparent in the increasing steepness of the rising limb. In the sand the water from 15 days of rain is not sufficient to saturate the soil and cause surface ponding at either drainage intensity, and the maximum drain discharge is not attained. In the sandy loam the maximum drain discharge is reached after approximately 8 days ($A = 0.001\ day^{-1}$) to 9.5 days ($A = 0.005\ day^{-1}$) of rain, and in the clay loam already after 2 to 3 days. And obviously, the longer the time between points A and C (end of rain), the higher the pooled water will rise above P_{max}, and the higher the surface discharge peak and the longer the time between points C and D (pool empty).

In summary, for all three soil types the increased drain intensity results in an increased peak flow.

Effect of Drain Intensity A, Low K_o (Figs. 11, 12, 13)

These three figures are the same as Figures 8, 9 and 10, but with the saturated conductivity for all simulations reduced by a factor of 10. The results show a drastic reduction in drain discharge in all 12 simulations. Surface discharge occurs in all 12 simulations; noticeable is how in the sand the surface runoff has already ceased when the drain discharge is still increasing. Moreover, this surface runoff occurs without the soil being completely saturated, since K_o is substantially less than the precipitation rate. The reduced peak in the total discharge may be misleading, if we do not realize that when the drain discharge is low, the infiltration will in general be low, and the peak discharge is determined largely by the parameters of surface flow, A_b and P_{max}. In the simulations the A_b is generally assigned the rather low value of $0.01\ cm^{-1}\ day^{-1}$, causing surface to be spread over a long period with a low peak.

Effect of Drain Depth D (Figs. 14, 15, 16)

For all three soil types, drainage at 50 cm causes the soil to saturate completely and surface runoff occurs, although at a rate considerably less than 0.1 cm/day. Saturation is complete after 1 day in the clay loam and after 2 days in the sandy loam, whereas in the sand it takes 7 days before the water will collect on the surface. The maximum drain discharge is 0.4 cm for all soils, since drain discharge in a completely saturated soil depends only on A and D.

Deepening the drains to 100 cm below surface results in lower peak discharge for the sand, but peak discharge is increased in the sandy loam and the clay loam. Deepening of the drains to 200 cm results in reduced peak flow in all soils; in the sand and the sandy loam the peak is furthermore delayed to about 5 days after the end of the rain. Further deepening to 300 cm results in more pronounced lowering of the peak discharge, and longer delays of respectively 15, 25 and 35 days after the end of the storm for the sand, sandy loam and clay loam.

Effect of Saturated Conductivity, K_o (Figs. 17, 18, 19)

At the lower conductivity, K_o = 0.1 cm/day, no drain discharge is generated in the sand, and in the sandy loam drain discharge is only a fraction of a millimetre at the end of the simulation, although still rising. In the clay loam, however, the water table suddenly begins to rise 15 days after the beginning of the storm and becomes saturated in about 11 days.

Raising K_o to 0.5 cm/day causes the clay loam to become saturated after 6 days of rain and the drain discharge to stabilize at 0.32 cm/day, and only a small surface runoff component remains. Increasing K_o still further to 2 and 10 cm/day causes rapid drain discharge, incomplete saturation and disappearance of the surface runoff.

Effect of alpha (Figs. 20, 21, 22)

Apparently the effect of alpha has little effect on the timing and the size of the peak discharge. Small values of alpha indicate relatively little change in K with pressure and therefore with moisture content, whereas large values of alpha indicate a strong decline in K with decreasing moisture content. Thus high values of alpha tend to delay the percolation to the water table and therefore the onset of drain discharge, but by the same mechanism the moisture content and conductivity will rise rapidly, and the water table will rise suddenly. Once the soil becomes moist, however, the effect of alpha is very small, as shown in the falling limb, specifically in the sand. Higher alphas tend to limit the storage capacity of the soil, that is, the storage is there, but the moisture cannot get there and as a consequence reinforces the tendency of a soil to pass the input undistorted, but with a noticeable delay in the rising limb.

A High-Intensity Short-Duration Event (Figs. 23, 24, 25)

The effect of soil and drainage parameters on the discharge hydrograph has been described in the previous three figures. Figures 23 to 25 show how the response of the different soils is affected if the total amount of precipitation (9 cm) of the previous simulation is concentrated in two days at a rate of 4.5 cm/day. Four drain intensities are shown. Noticeable are the steep rising limbs, and the absence of surface runoff in the sand and the sandy loam, where only 50 cm and 100 cm, respectively, of the available 150 cm above the drain are saturated. Only 0.3 cm/day and 0.55 cm/day discharge is generated from the 4.5 cm/day input peak at the most intensive drainage. In the clay loam, surface discharge is generated at all drain intensities, and the influence of drainage and of the soil as a buffer in discharge generation is much less, the discharge hydrograph being to a large extent dependent on the surface drainage efficiency.

Three Heavy One-Day Storms, One Week Apart (Figs. 26, 27, 28)

Figures 26 to 28 show how the sandy soil, the sandy loam and the clay loam respond to a series of three separate rainstorms: 3 cm/day on day 1, day 7 and day 14, for a total of 9 cm; potential evaporation was 0.2 cm/day from day 2 to day 6 and from day 8 to day 13, and 0.1 cm/day from day 15 to the end of the simulation. The four traces correspond to the four values of A:0.001, 0.002, 0.005 and 0.01 day^{-1}. The sand responds almost as if the rain were continuous over the 15 days at 0.6 cm/day, with only small ripples in the hydrograph to show for the uneven distribution of rain in time. For the sandy loam the ripples have become waves, but the effectiveness of the drained soil in buffering the heavy storm events is obvious for both soils. This is not the case with the clay loam, where a high drainage intensity, 0.01 day^{-1}, is needed to keep the water table at 60 cm below the surface, but causing a very high discharge peak. The next lowest drain intensity, 0.005 day^{-1}, has a slightly smaller discharge peak, and soil becomes waterlogged for only approximately 1 day, which could still be acceptable agriculturally. The smallest peak is produced by the next lowest drain intensity, and waterlogging occurs for approximately one day after the second rainstorm, and for 3.5 days after the third. This is not ideal, but much better than at the lowest drainage intensity, where these periods of waterlogging are 3 and 7 days, respectively. It might well prove to be the optimum choice for fixed drain depth, if both waterlogging and discharge peaks are to be minimized.

CONCLUSIONS

A total of 88 simulations were carried out, which are shown in Figure 6 and Figures 8 to 28 and discussed in the text. If we consider the number of parameters needed to describe even what must be considered a basic and crude model of discharge generation, the number of simulations needed to give a complete coverage of the field of possible

combinations of parameters is enormous. There are the five scalar parameters, K_o, α, A, A_b, P_{max}, the two composite "parameters" initial moisture and $\Psi(\theta)$ curve, and the pattern - peak and duration - of the precipitation input. If, for each of these eight variables on which the output depends, only a minimum, average and maximum value were to be represented in combination with each of three values of the other parameters, a total of 3^8, or 6561 simulations, would be needed, and this would represent the sparsest possible coverage of the domain of possible cases.

It seems then that estimating the discharge response of a specific precipitation event, for a specific soil and a specific drainage configuration from "known" responses such as presented in these pages, will forever remain unreliable, and modelling based on parameters established for the area will be the only means by which predictions will be at all possible.

Nevertheless, a few general statements can be made on the effect of the different parameters. These general remarks have been made elsewhere (Wind and Vandenberg, 1984) and are repeated here for completeness only:

1. The three factors determining storage capacity of the soil, which are, in order of significance, drain depth, pF-curve, and the coefficient α, influence the shape and peak value of the discharge considerably: the lower the storage capacity, the higher the peak flow and the closer the output shape resembles the input.

2. Of less importance seem to be those factors determining velocity of flow: hydraulic conductivity and drain intensity. The lower these are, the higher the peak discharges, provided no surface discharge is generated.

3. In the course of the drainage improvement history of originally swampy or waterlogged areas, initial drainage improvements are likely to be mostly improvements in surface drainage, causing relatively large increases in peak flows. Subsequent drainage improvement will then be directed more to improving soil drainage and aeration, increasing the available storage and diminishing peak flows.

The present model has been termed basic and crude, and it is perhaps useful here to specify in more detail what is meant by these derogatory descriptors. At least three major areas can be distinguished in which the model may differ significantly from actual discharge generated in the real world:

1. The soil is assumed to be homogeneous to at least the depth of the drains. However, the presence of even one thin layer of relatively low conductivity drastically alters the internal flow and moisture conditions. Extension to a multilayered model is a realistic possibility, but drastically increases the amount of physical data needed, a very costly and time consuming requirement.

2. The one-dimensional structure of the model is used to represent what is really a two- or even three-dimensional problem; thus results can only be interpreted as average values over a large area. Even in the present computer age, however, two- and three-dimensional models are too costly for routine analysis, and have the same drawback of needing a large and costly data base to fully justify their use.

3. The model represents only one level of drainage, with only one characteristic value of drain depth and drain intensity. In nature this is seldom the case. For example in the Mannis and Domain Drain areas of the Red River Valley, Manitoba, where the National Hydrology Research Institute is presently developing a research program, three levels of drainage can be distinguished: (1) the very shallow, on-farm drainage system, with the higher drain intensity and the lesser drain depth; (2) the municipal system of roadside ditches, which is fairly deep but of much smaller intensity than the on-farm system; and (3) the systems composed by the main drains and their drainage basins. When the soil is saturated to some level above the on-farm drains, all three drainage systems will be operating and contributing to drain discharge in the main drain. As soon as the water table midway between the on-farm drains drops below the level of the on-farm drains, only the municipal and main drains will contribute to discharge, and so on. Such a multilevel drainage system could possibly be modelled with only slight modifications.

ACKNOWLEDGMENTS

To acquire knowledge of soil physics for the NHRI program on the "Effect of Drainage on Streamflow," D.H. Lennox, Director of NHRI, and J.A. Gilliland, Head of the Ground Water Division, asked the author to obtain additional schooling in soil physics and moisture movement in the unsaturated zone. Thus it was their initiative which resulted in my six-month secondment at ICW, the Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, The Netherlands. For their encouragement, and for the cordial way in which my request for this secondment was met by Ir. G.A. Oosterbaan, Director of ICW, my sincere thanks.

Most of my education as a soil physicist fell to Dr. G.P. Wind, without whose continuous interest and active help I would still be floundering in the dark. In fact, the theoretical background and much of the computer code for this report is based on his work, following closely the concepts of hydraulic-analog, numerical and electrical analog modelling of unsaturated flow of moisture described in Wind (1972), Wind and Van Doorne (1975), and Wind and Mazee (1979). I therefore dedicate this report to you, Geek.

It was a pleasure to share the room at ICW with you, Jan Beuving, and to learn from you with what painstaking care soil samples must be taken in the field, transported to and analyzed in the laboratory.

I must refrain from mentioning by name all with whom I had contacts at ICW; may I say to all of you that you made me feel welcome and contributed to make my stay at Wageningen both pleasurable and rewarding.

REFERENCES

Feddes, R.A., P.J. Kowalik and H. Zaradny. 1978. Simulations of field water use and crop yield. Centre for Agr. Publ. and Doc., Wageningen.

Hillel, D. 1980. Applications of Soil Physics. Academic Press, New York.

Hooghoudt, S.B. 1937. Bydragen tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond. Vol. 6, Verslag Landbouwkundig Onderzoek 43(13)B: 461-676.

Wind, G.P. 1972. A hydraulic model for the simulation of non-hysteretic vertical unsaturated flow of moisture in soils. J. Hydrol. 15: 227-246.

Wind, G.P. and A.N. Mazee. 1979. An electronic analog for unsaturated flow and accumulation of moisture in soils. J. Hydrol. 41: 69-83.

Wind, G.P. and A. Vandenberg. 1984. The generation of river alimentation in response to precipitation; a soil physical approach. In: Real time river flow forecasting, Report 6, January 1984, PAO/LH, pp. 305-324.

Wind, G.P. and W. Van Doorne. 1975. A numerical model for the simulation of unsaturated vertical flow of moisture in soils. J. Hydrol. 24: 1-20.

Wyk, A.L.M. van. 1980. A soil technological study on effectuating and maintaining adequate playing conditions of grass sports fields. Centre for Agr. Publ. and Doc., Wageningen.

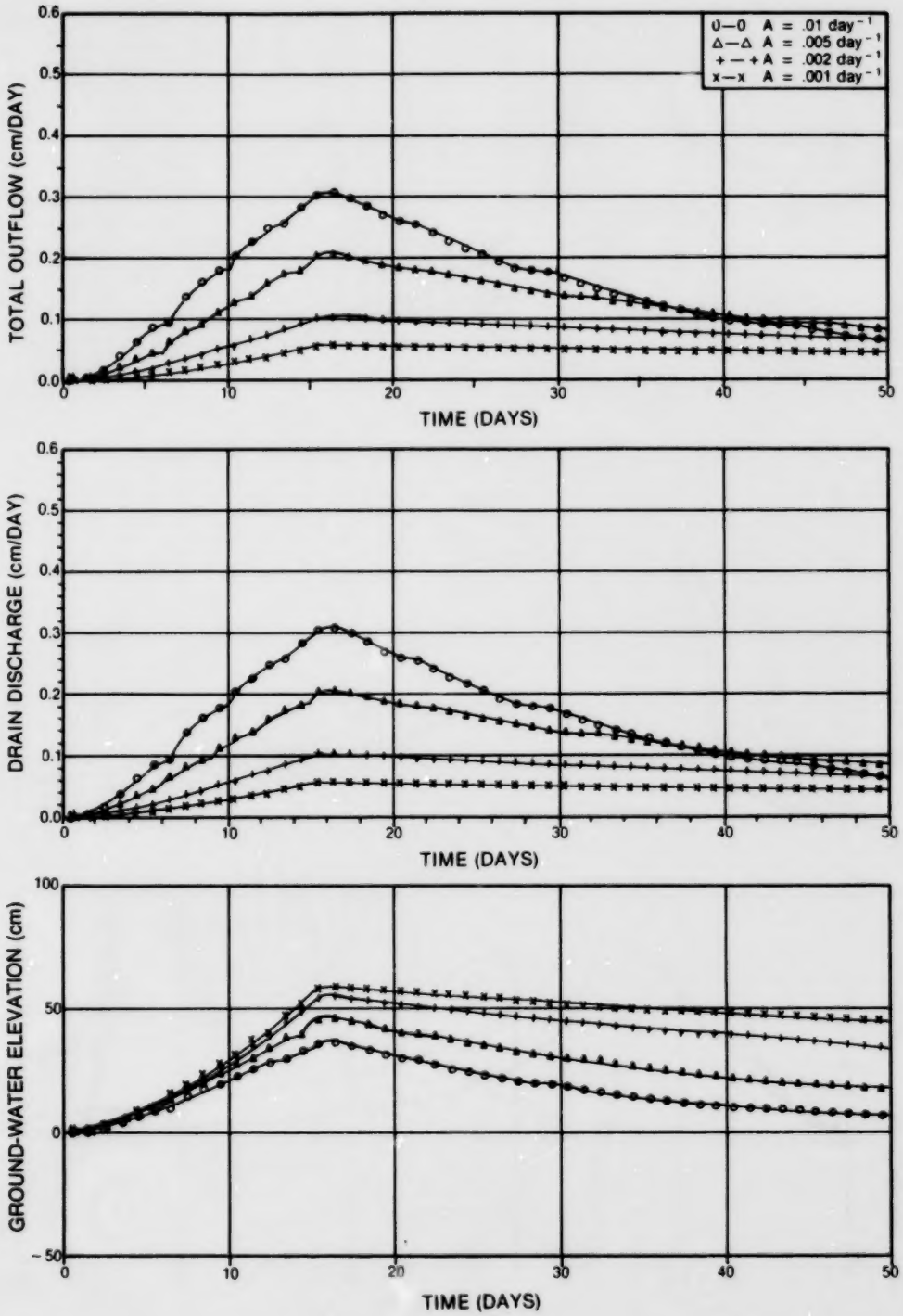


Figure 8. Effect of drain intensity A: sand. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 100 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

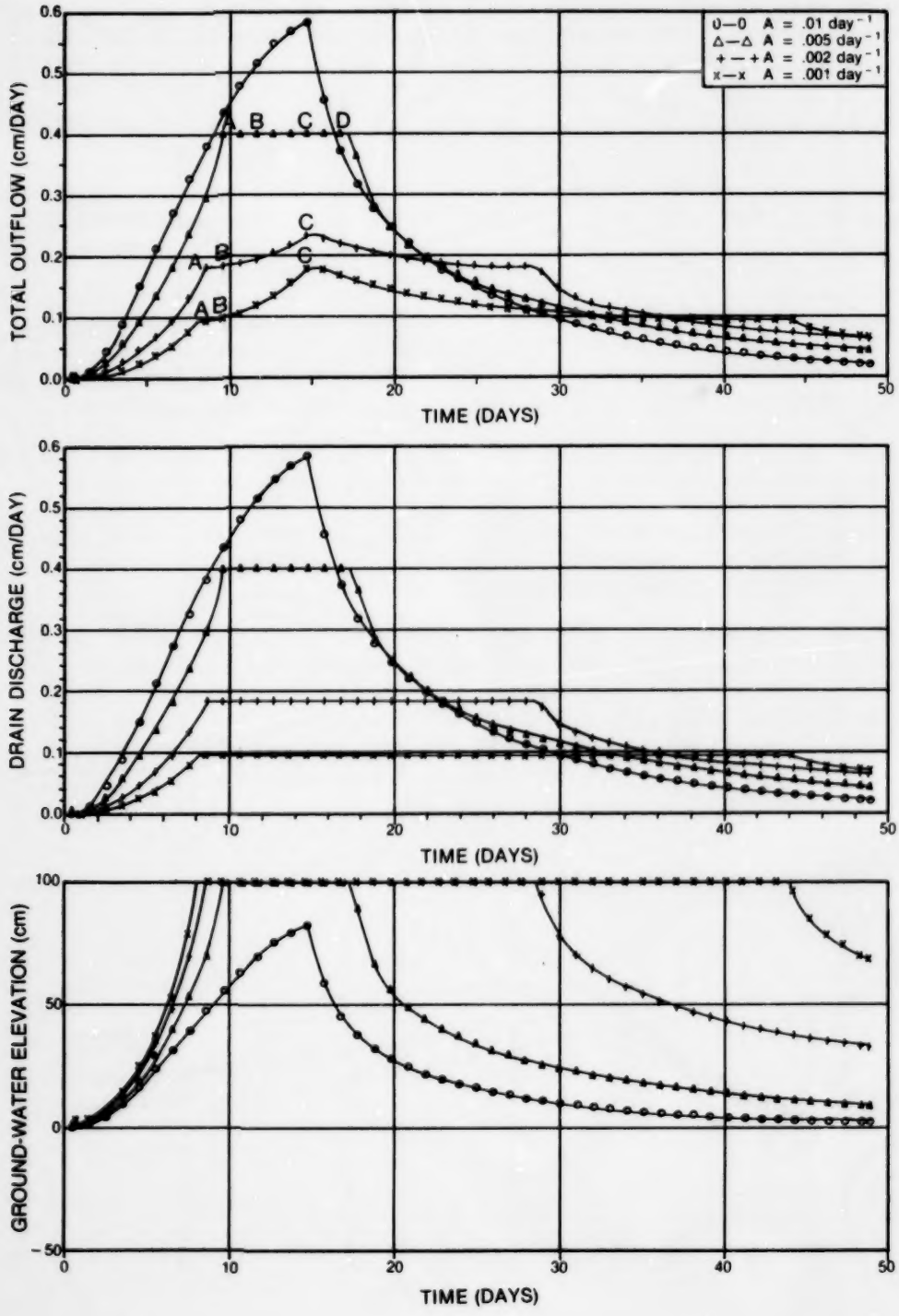


Figure 9. Effect of drain intensity A: sandy loam. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 100 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

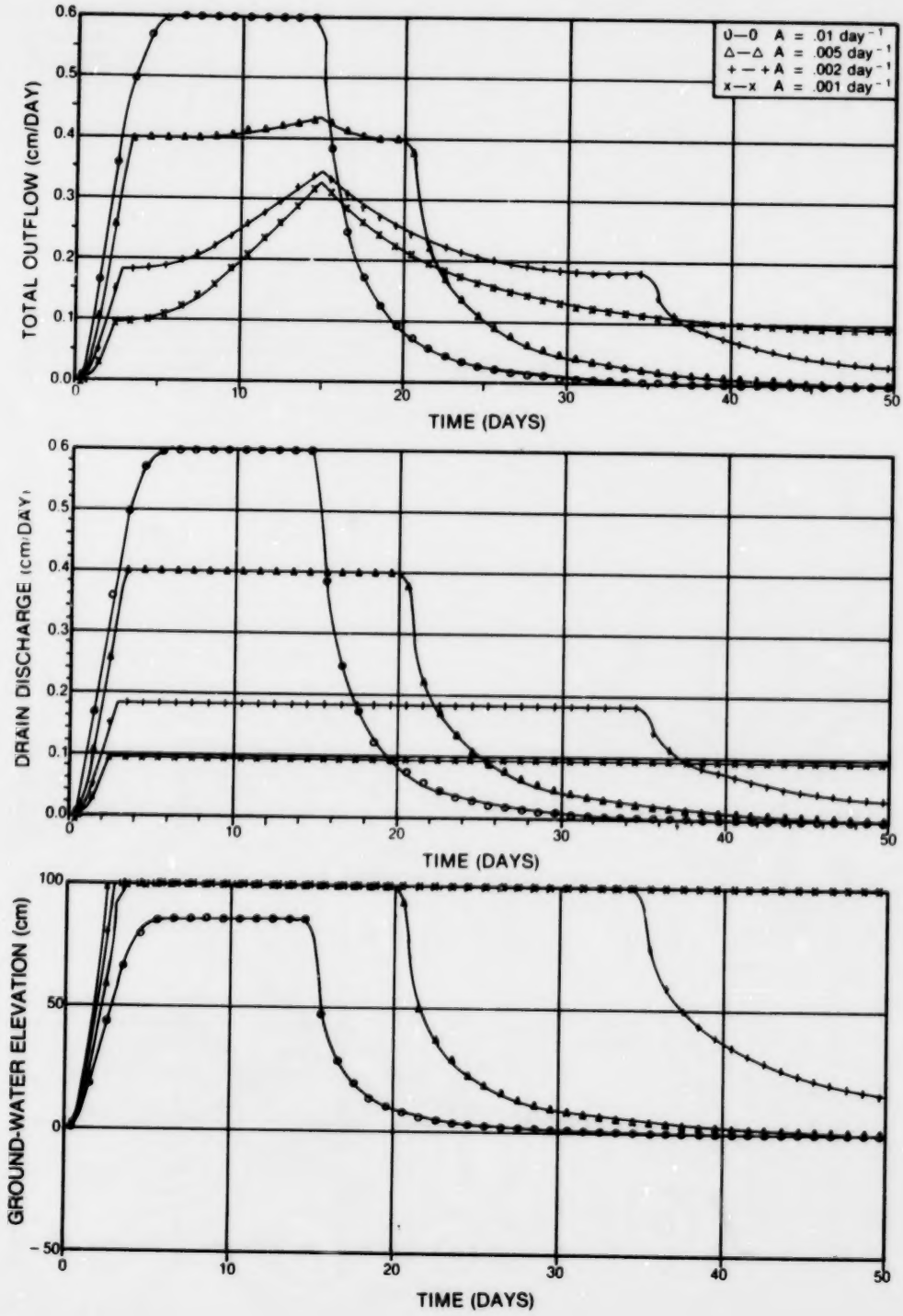


Figure 10. Effect of drain intensity A: clay loam. K_0 = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 100 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

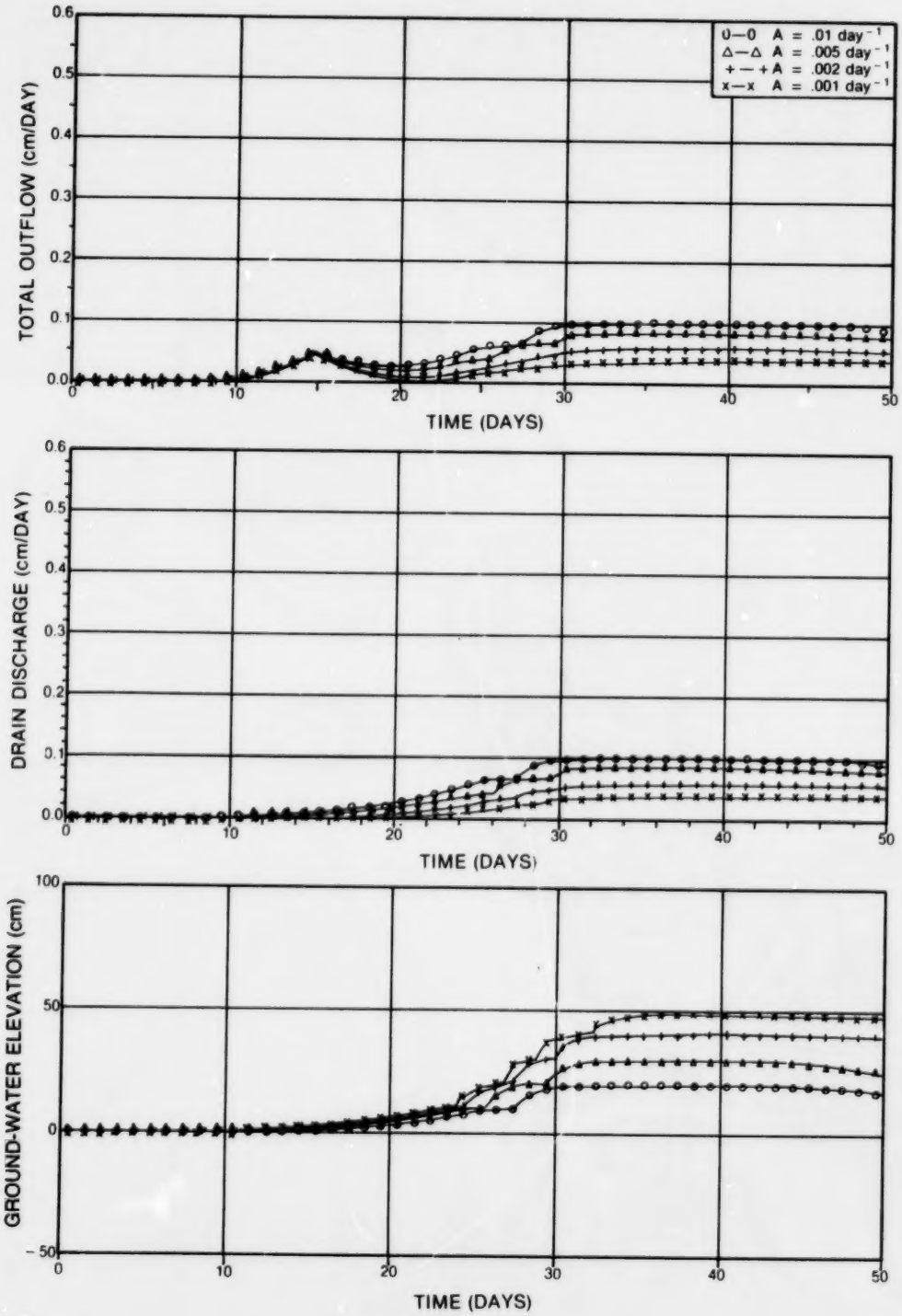


Figure 11. Effect of drain intensity A: sand, low K_o. K_o = 0.2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 100 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

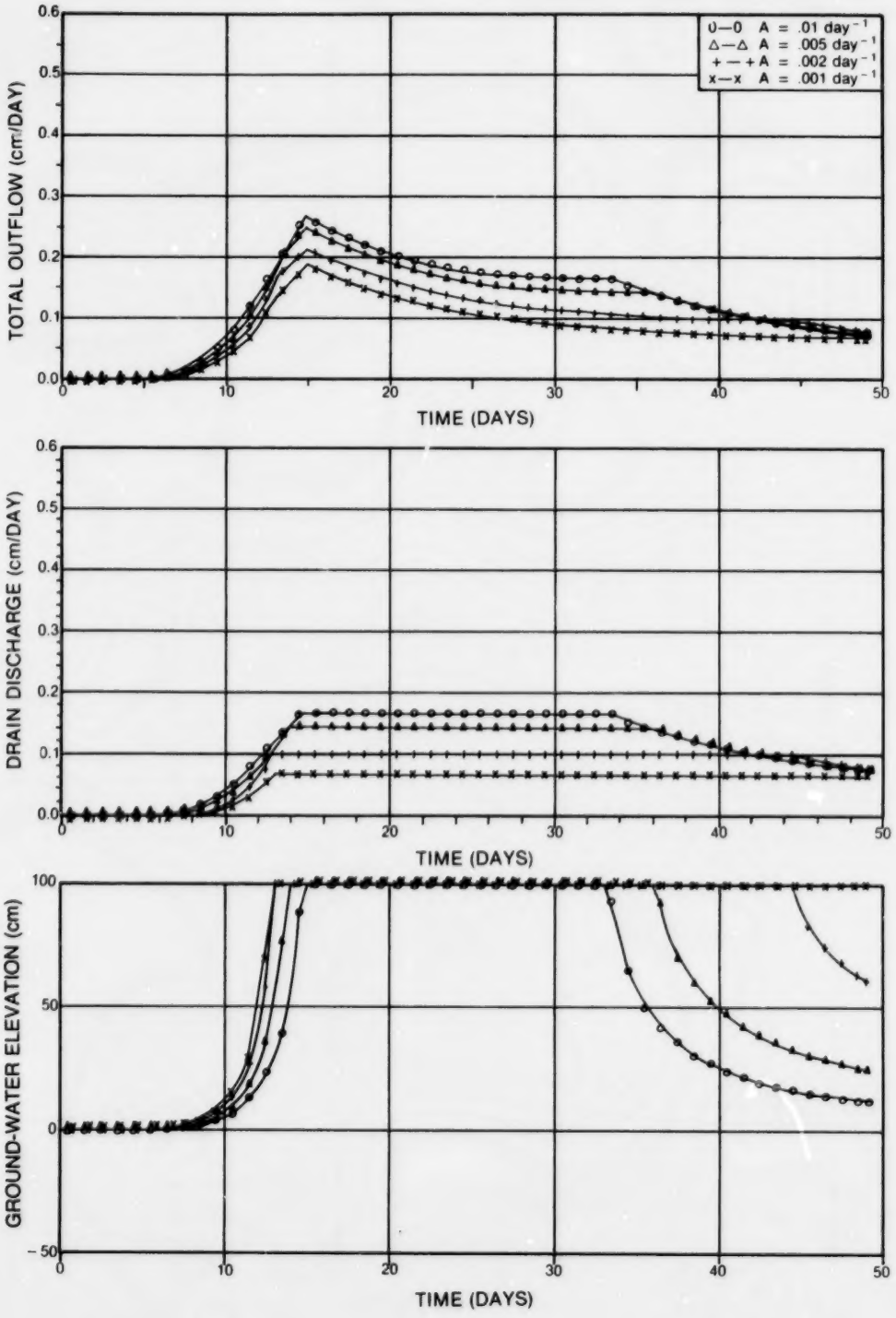


Figure 12. Effect of drain intensity A: sandy loam, low K_o. K_o = 0.2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 100 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

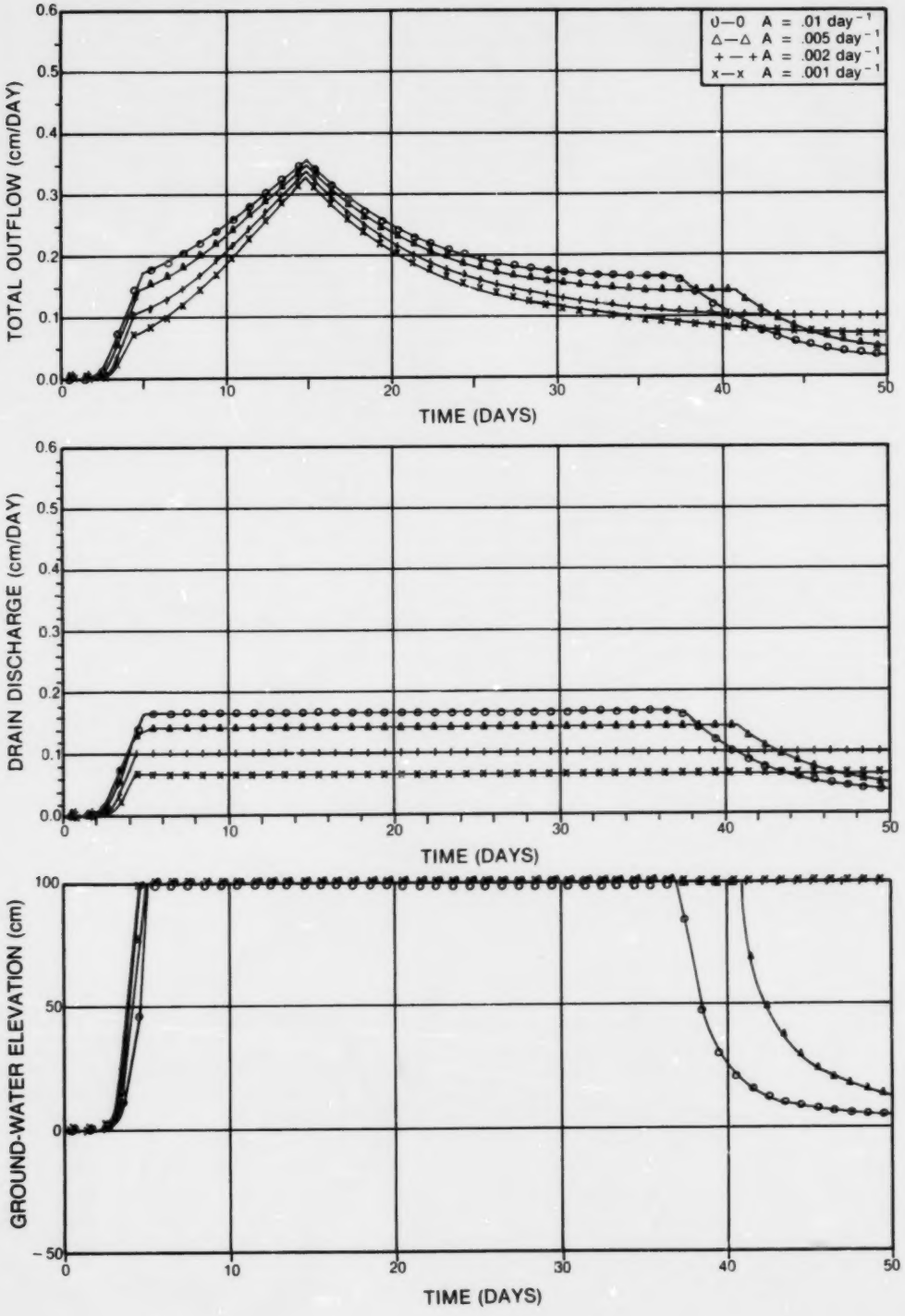


Figure 13. Effect of drain intensity A_1 clay loam, low K_0. K_0 = 0.2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 100 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

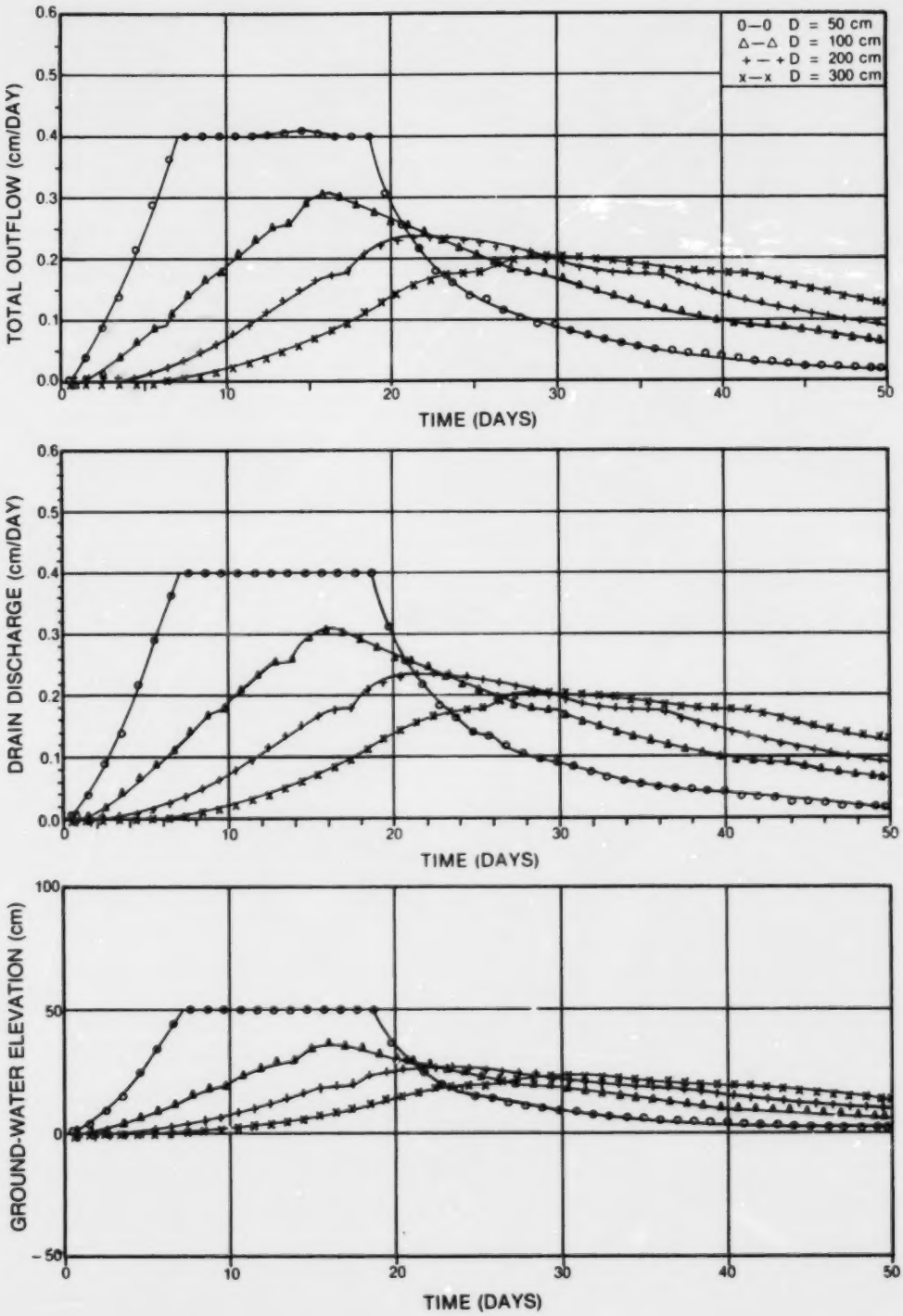


Figure 14. Effect of drain depth D: sand. K_0 = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; A = 0.01 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

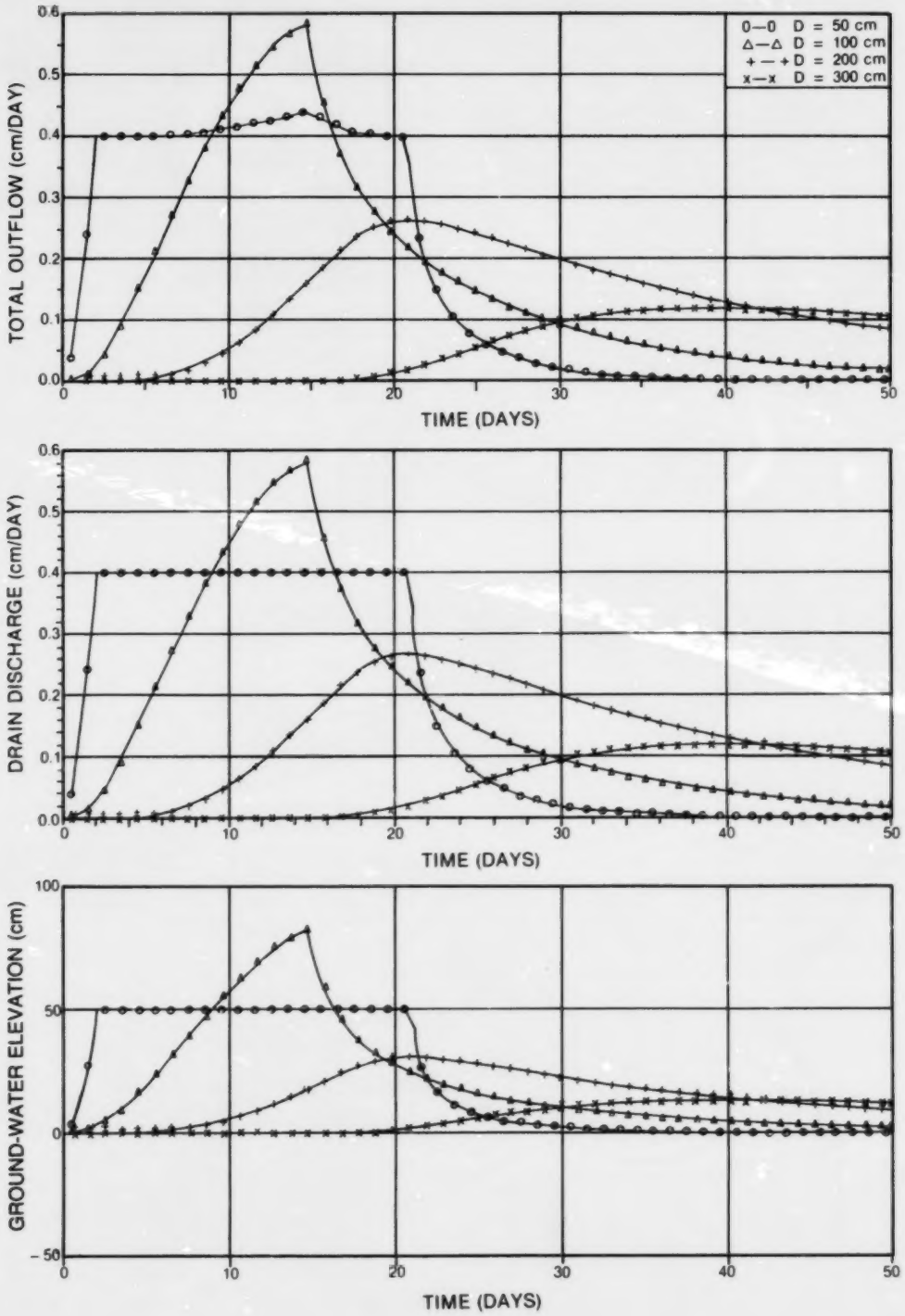


Figure 15. Effect of drain depth D: sandy loam. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; A = 0.01 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

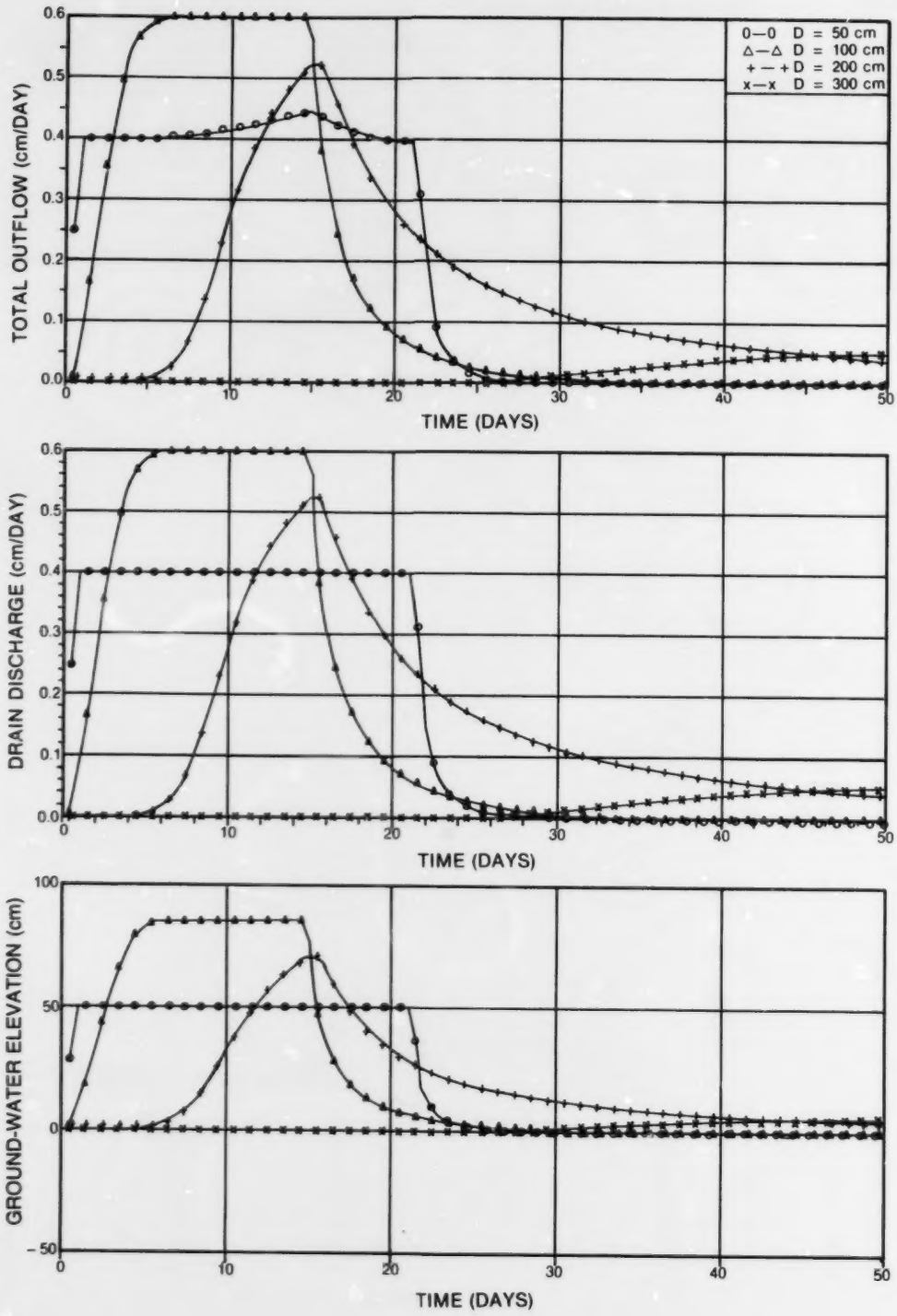


Figure 16. Effect of drain depth D: clay loam. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; A = 0.01 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

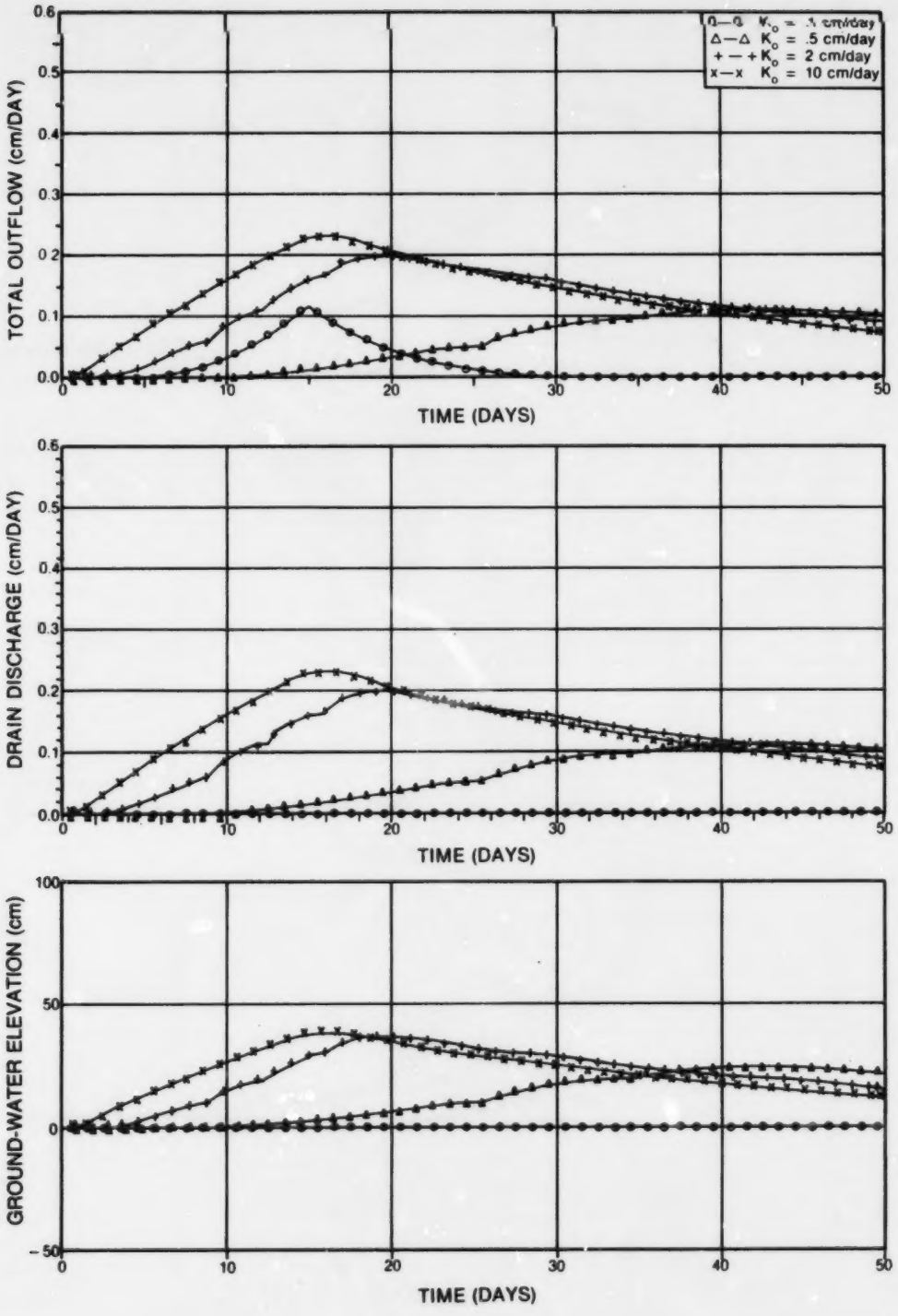


Figure 17. Effect of saturated conductivity K_o: sand. α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A = 0.006 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

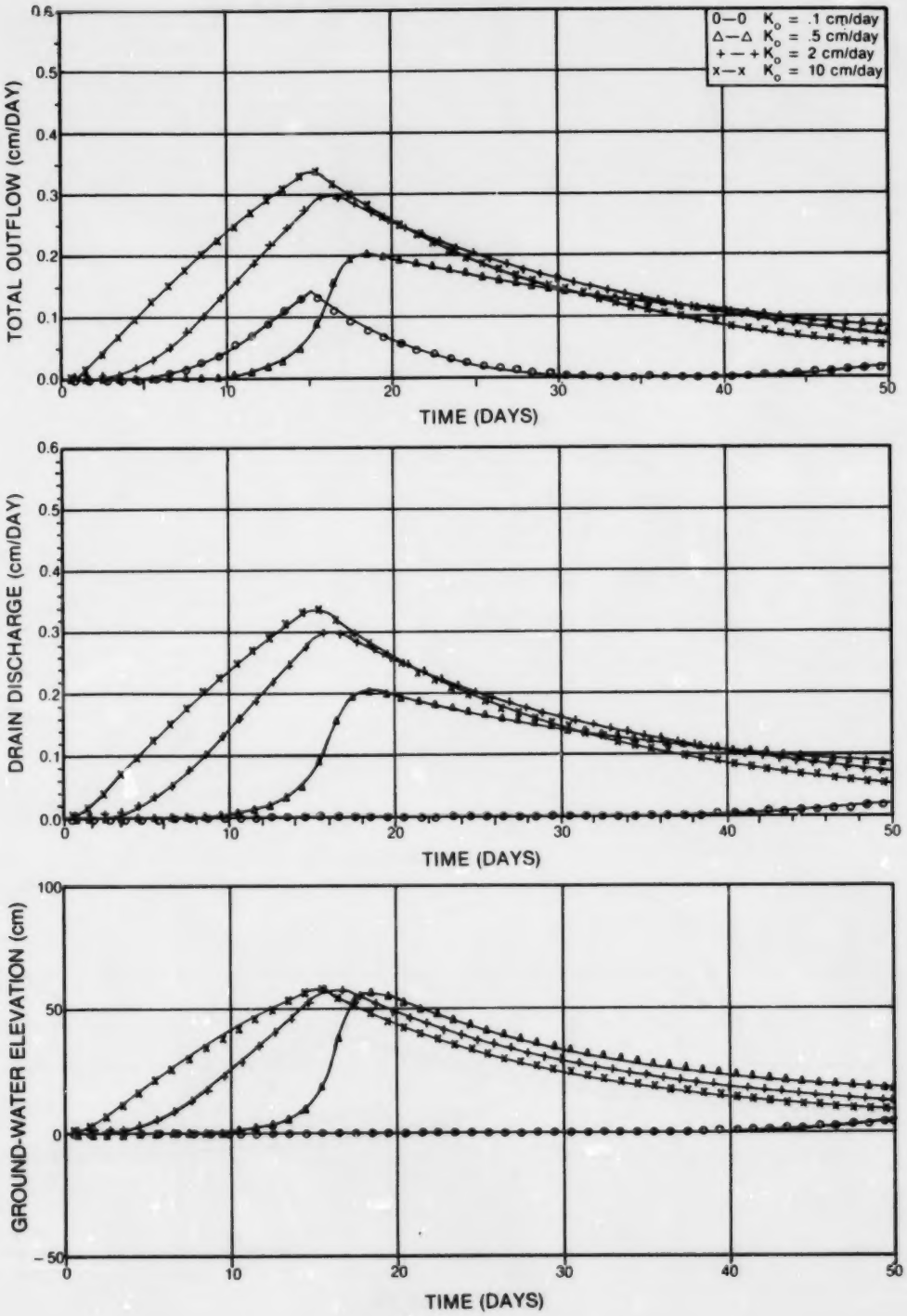


Figure 18. Effect of saturated conductivity K_o: sandy loam. α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A = 0.006 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

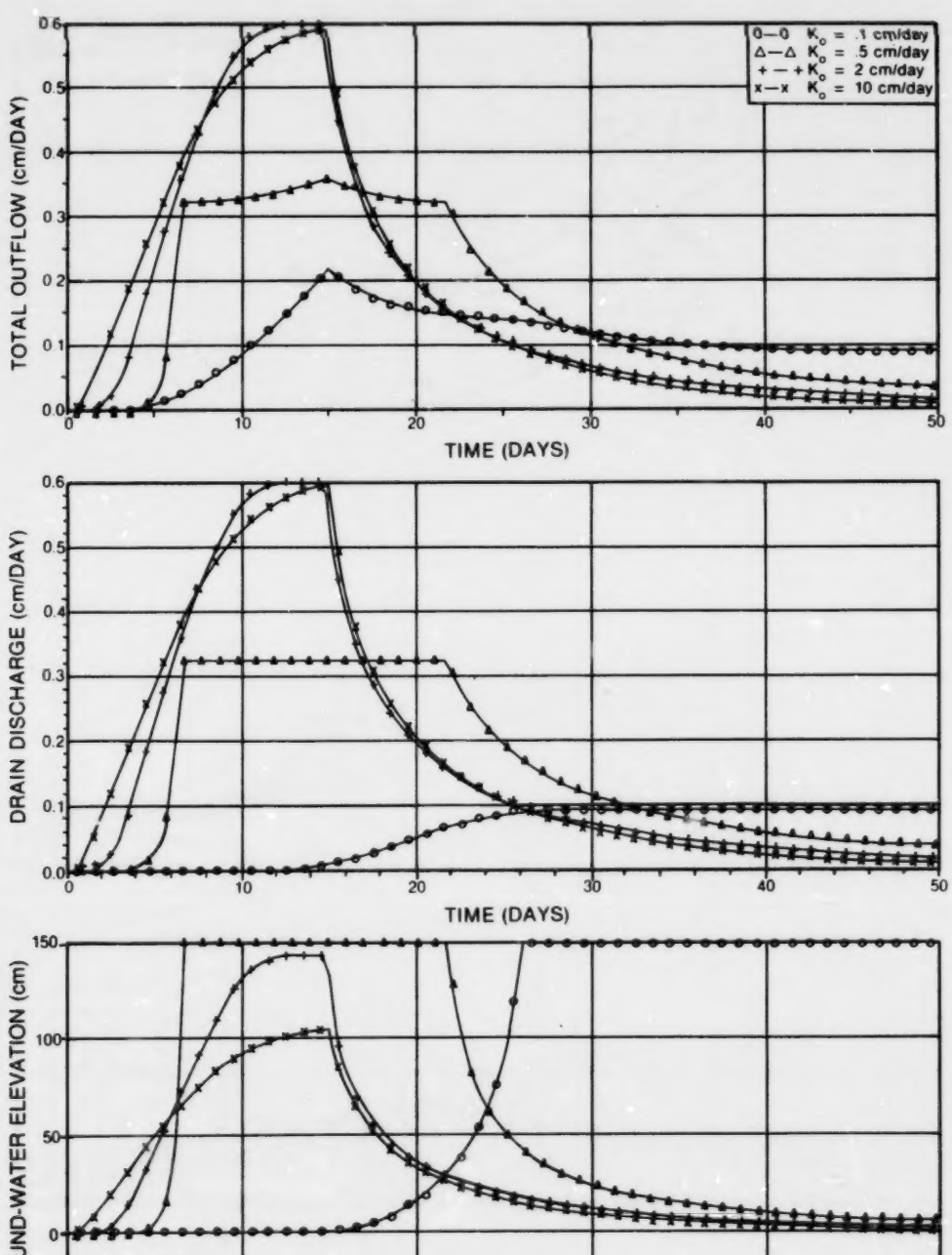


Figure 19. Effect of saturated conductivity K_0: clay loam. α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A = 0.006 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

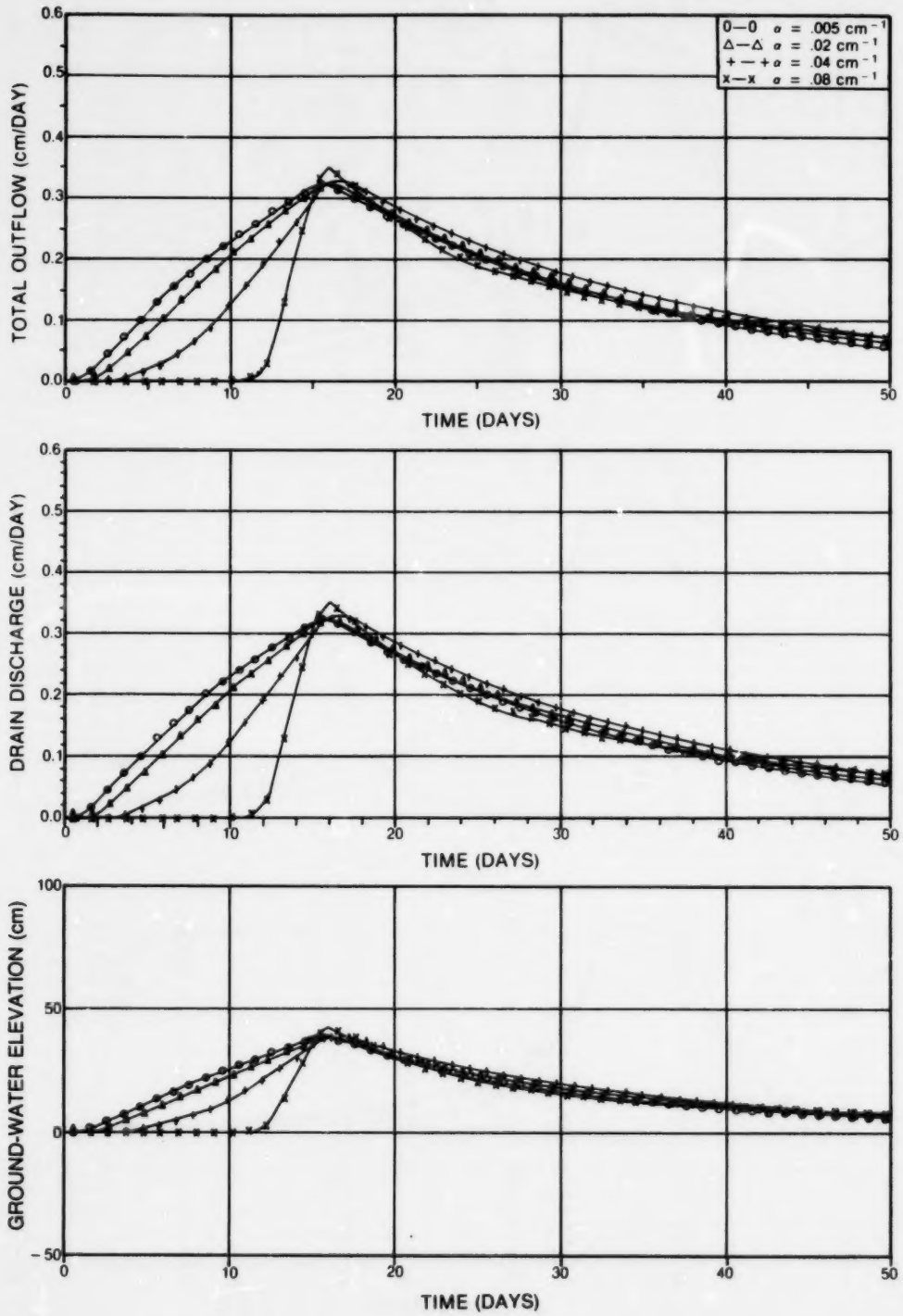


Figure 20. Effect of alpha: sand. K_o = 2 cm day^{-1}; D = 100 cm; A = 0.01 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

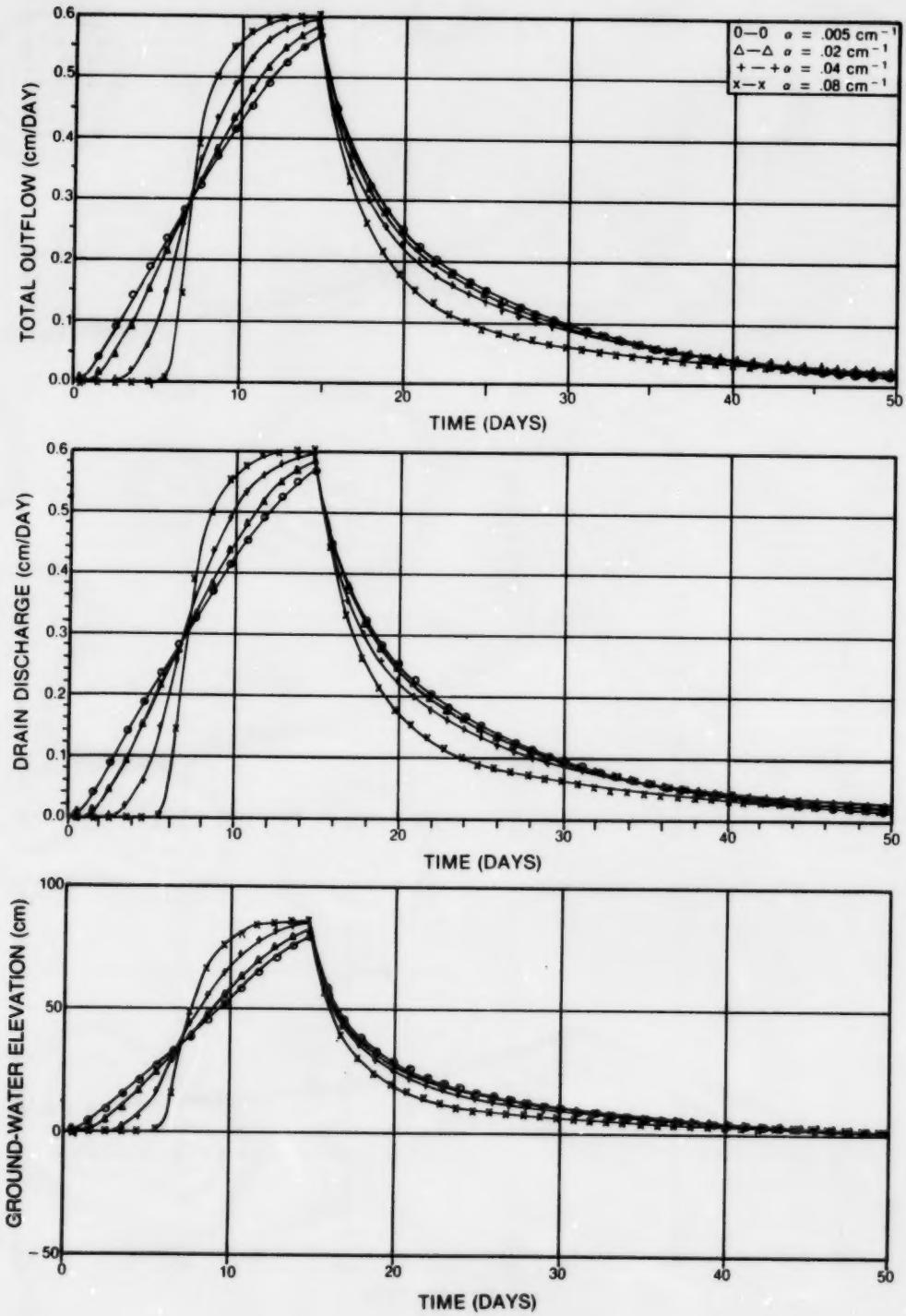


Figure 21. Effect of alpha: sandy loam. K_o = 2 cm day^{-1}; D = 100 cm; A = 0.01 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

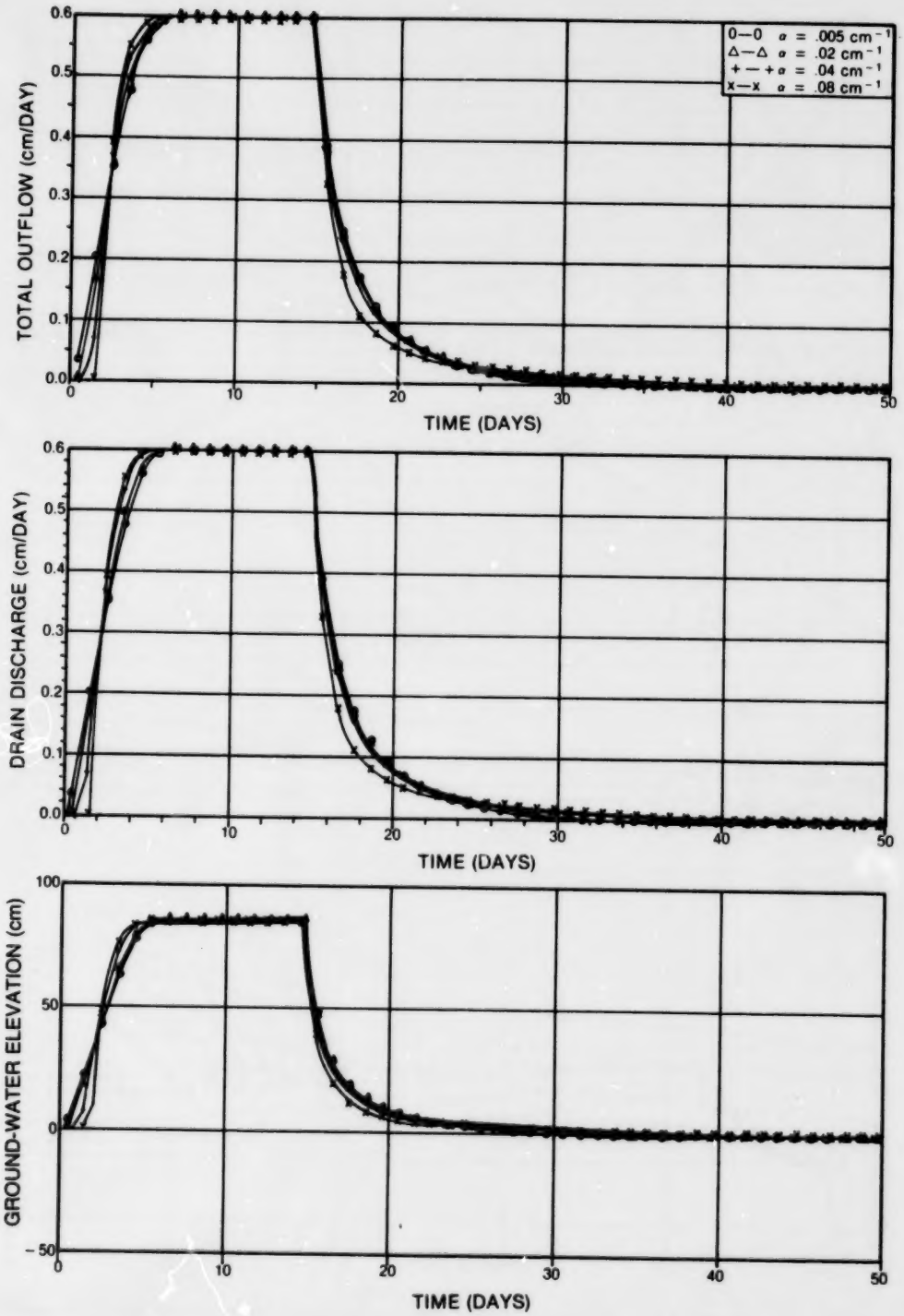


Figure 22. Effect of alpha: clay loam. K_o = 2 cm day^{-1}; D = 100 cm; A = 0.01 day^{-1}; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

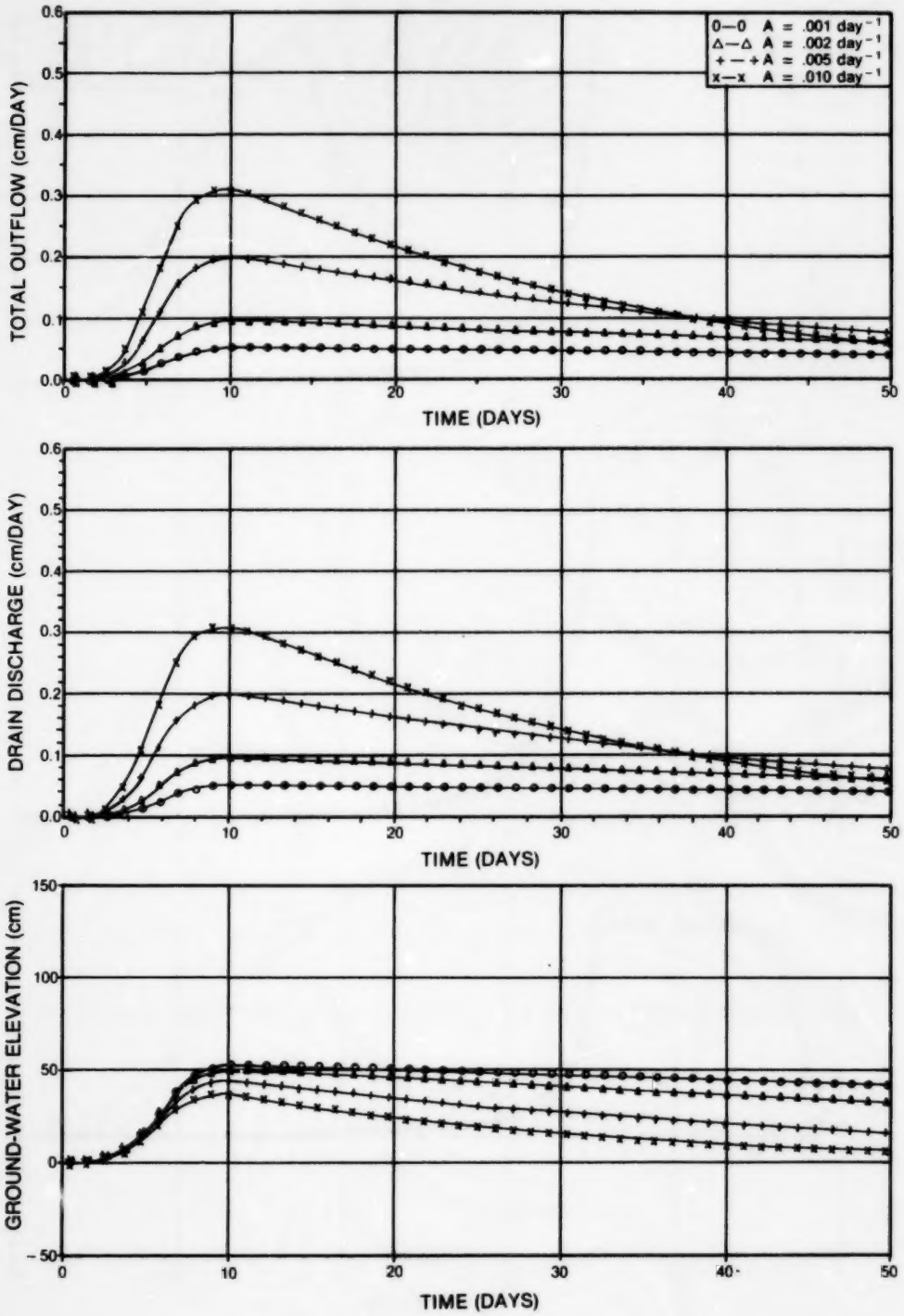


Figure 23. A high-intensity short-duration event: sand. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

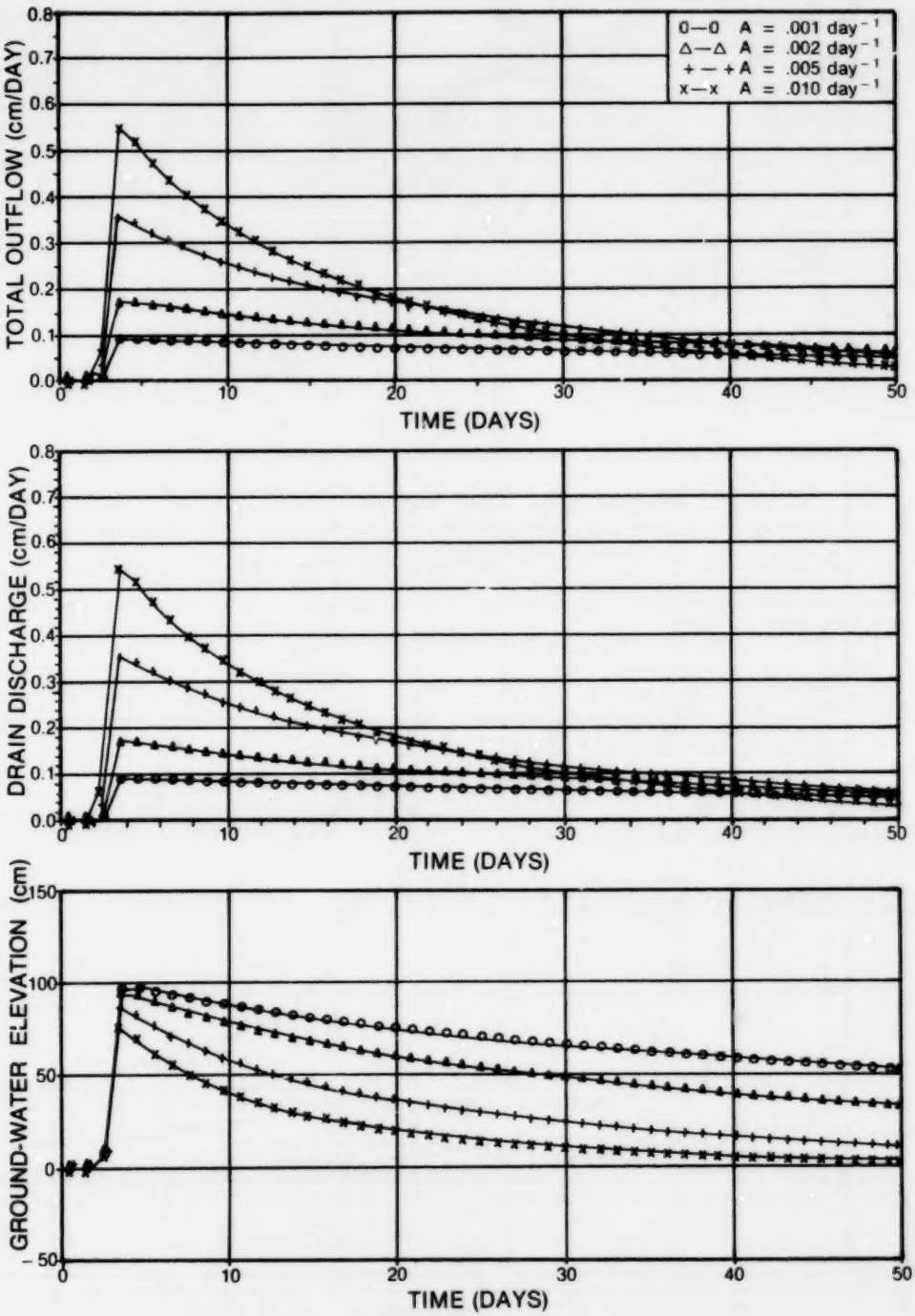


Figure 24. A high-intensity short-duration event: sandy loam. K_0 = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

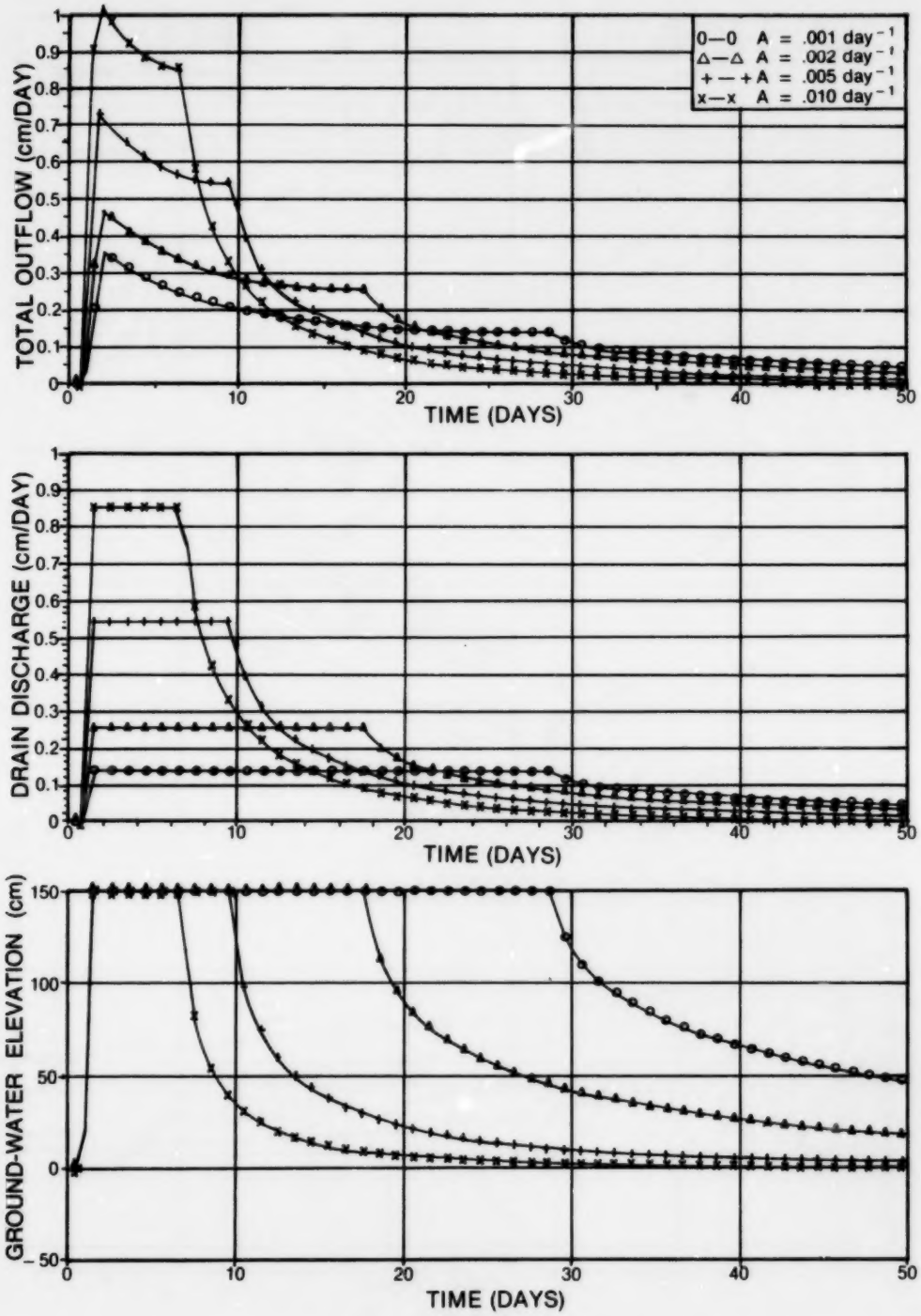


Figure 25. A high-intensity short-duration event: clay loam. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

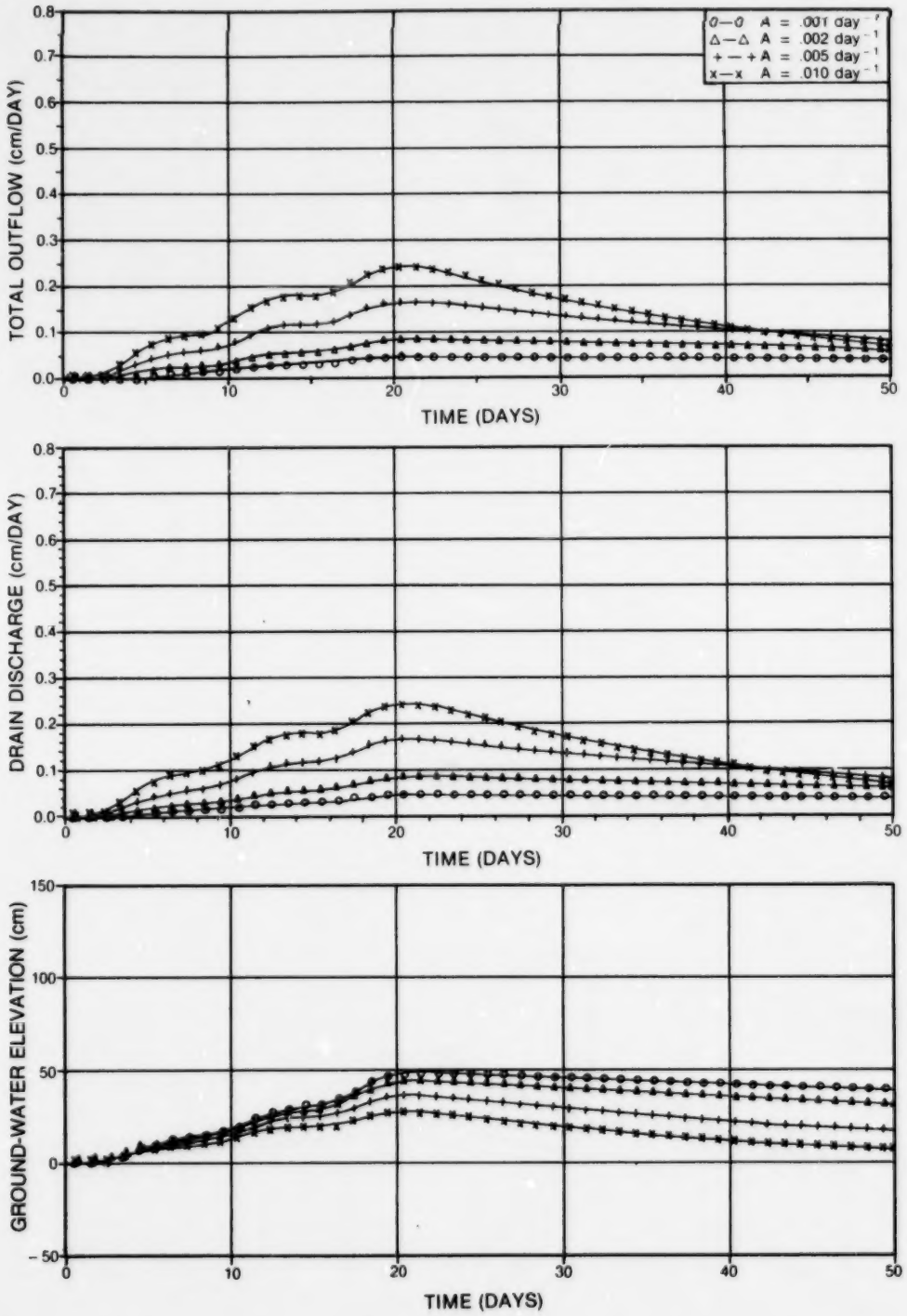


Figure 26. Three heavy one-day storms, one week apart: sand. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A_b = 0.2 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

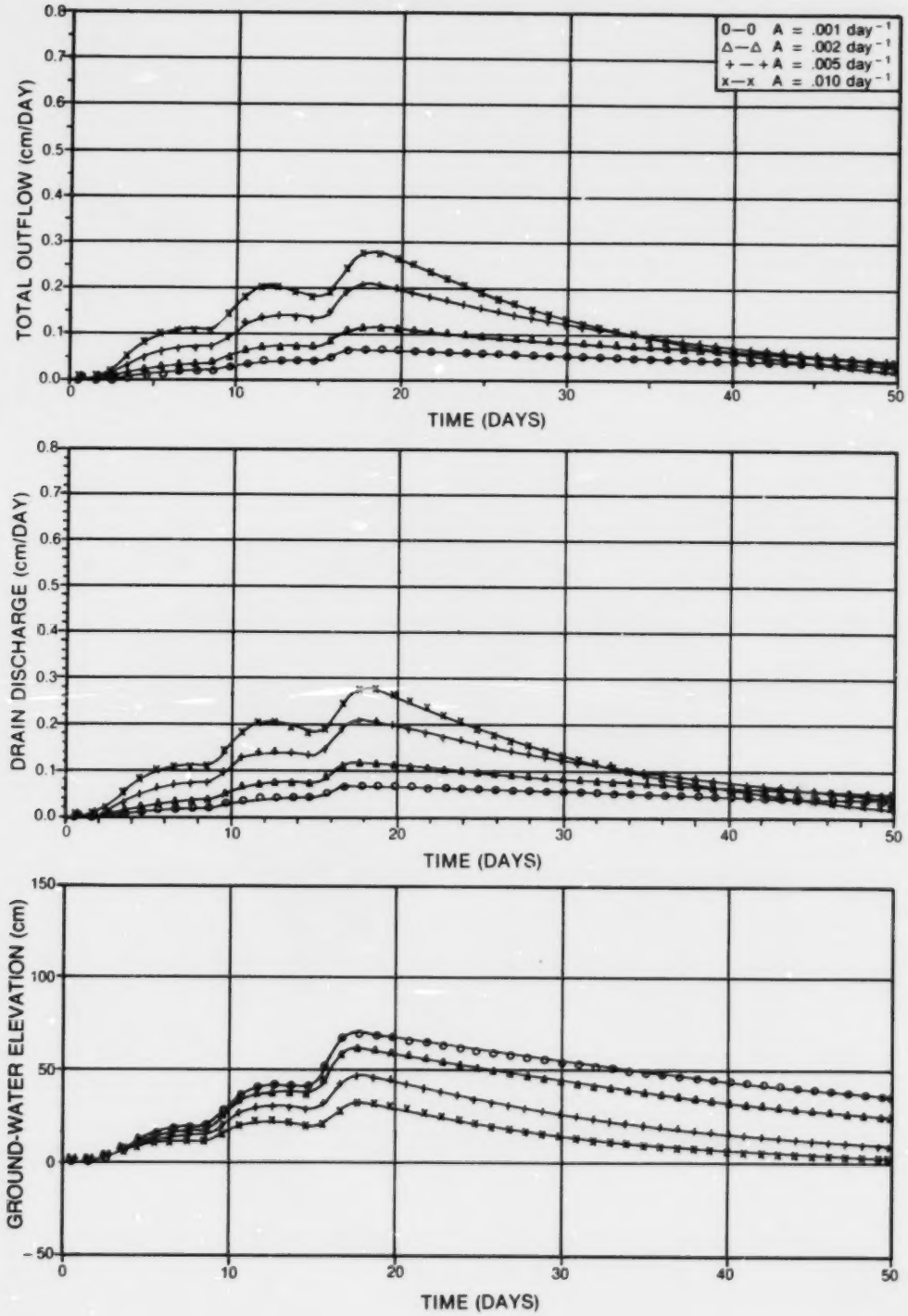


Figure 27. Three heavy one-day storms, one week apart: sandy loam. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A_b = 0.2 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

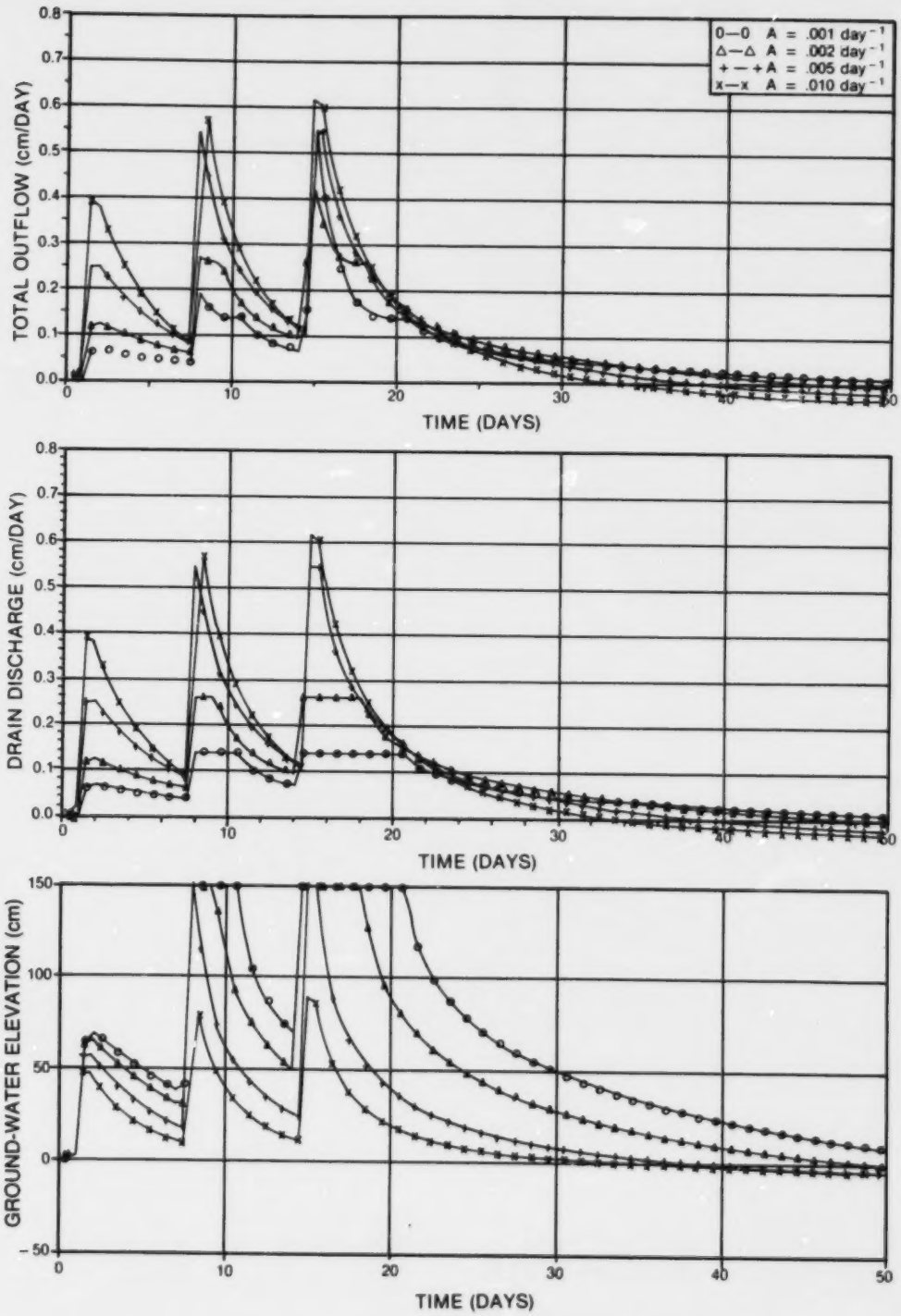


Figure 28. Three heavy one-day storms, one week apart: clay. K_o = 2 cm day^{-1}; α = 0.02 cm^{-1}; D = 150 cm; A_b = 0.2 cm^{-1} day^{-1}; P_{max} = 0.4 cm.

Appendix A
Fortran Code

```
      PROGRAM FLO(OUTPUT,TAPE1,TAPE6)                                   000100
C        SIMULATION OF INFILTRATION,GROUNDWATER AND SURFACE WATER       000110
C                                                                       000120
C                        DISCHARGE FROM DRAINED FIELDS                  000130
C                                                                       000140
C                                A.VANDENBERG                           000150
C                                                                       000160
C        THIS SIMULATION IS AN ADAPTATION OF PROGRAM FLOW ORIGINALLY     000170
C   DEVELOPED BY G.P.WIND AND DESCRIBED IN J.OF.HYDROLOGY,24(1975)1-20.000180
C   THE PRESENT MODEL ADDS A ROUTINE FOR SIMULATION OF SURFACE RUNOFF,  000190
C   FOR INPUT OF A STEADY FLUX FROM WHICH THE INITIAL MOISTURE DISTRI-  000200
C   BUTION IS CALCULATED,A FAST ITERATIVE (NEWTON) ROUTINE FOR THE CAL-000210
C   CULATION OF HEIGHT OF GROUNDWATER TABLE,AND PROVIDES THE OPTION OF 000220
C   WRITING A NUMBER OF VARIABLES-GROUNDWATER DISCHARGE,SURFACE DISCHAR000230
C   GE,TOTAL DISCHARGE - TO DISK,IN A FORMAT SUITABLE FOR PLOTTING.     000240
C                                                                       000250
C     DESCRIPTION OF INPUT VARIABLES.                                   000260
C                                                                       000270
C   VARIABLES ARE LISTED IN THE ORDER THEY HAVE TO APPEAR IN THE INPUT.000280
C    INPUT IS IN FREE FORMAT,EXCEPT FOR THE FIRST TWO CARDS,WHICH MAY   000290
C    CONTAIN 70 CHARACTERS EACH,WHICH WILL BE PRINTED AS A 2-LINE       000300
C    TITLE ON OUTPUT,COPIED ONTO FILE6 AND PRINTED AS A TITLE ON A      000310
C    PLOT CREATED FROM THIS FILE.                                       000320
C                                                                       000330
C   NUMSIM     =NUMBER OF SIMULATIONS.IF NUMSIM GT. 1 THEN NUMSIM OF THE000340
C               FOLLOWING DATASETS MUST BE INPUT.                       000350
C   M          =NUMBER OF SOIL LAYERS                                   000360
C   DZ         =THICKNESS OF ALL SOIL LAYERS (CM)                       000370
C   ALF        =COEFFICIENT ALPHA IN THE EQ. FOR UNSAT.COND(1/CM)       000380
C   A          =COEFFICIENT IN HOOGHOUDTS EQUATION (1/DAY)              000390
C   AKO        =SATURATED CONDUCTIVITY (CM/DAY)                         000400
C   AB         =COEFFICIENT IN SURFACE RUNOFF EQ:QS=AB*(POOL-PMAX)**2   000410
C               (1/(CM.DAY))                                            000420
C   PMAX       =POOL DEPTH ABOVE WHICH SURFACE DISCHARGE BEGINS (CM)    000430
C   DPRINT     =TIME INTERVAL AT WHICH RESULTS ARE TO BE PRINTED AND/OR 000440
C               WRITTEN TO DISK (DAYS)                                  000450
C   DELT       =PREFERRED LENGHT OF TIME STEP (DAYS),HOWEVER IF CALCULA-000460
C               TED MAXIMUM LENGHT OF TIMESTEP IS LT. THEN DELT IT WILL 000470
C               BE REPLACED BY THE CALCULATED VALUE.                    000480
C   TIME       =TIME AT BEGINNING OF SIMULATION,USUALLY ZERO (DAYS)     000490
C   NT         =NUMBER OF ENTRIES IN THE TABLE OF THE PSI-THETA FUNCTION000500
C   POOL       =INITIAL HEIGHT OF WATER POOLED ON THE SURFACE (CM).     000510
C   DITCH      =INITIAL HEIGHT OF WATER IN THE DITCH (CM)               000520
C   IOPT(1)    =OPTION SELECTOR NO. 1:                                  000530
C                  =0,THEN M VALUES OF THE INITIAL MOISTURE ARE EXPECTED 000540
C                  =1 ,ONLY A VALUE OF QD, THE STEADY GROUNDWATER DISCHAR000550
C                      GE WILL BE READ,AND THE INITIAL MOISTURE          000560
C                      DISTRIBUTION CALCULATED.                          000570
C                  =2,M VALUES OF PSI WILL BE READ,AND INITIAL MOISTURE  000580
C                      DISTRIBUTION CALCULATED                           000590
C   IOPT(2)    =OPTION SELECTOR NO. 2                                   000600
C                  =0,EXTENDED OUTPUT FORMAT WITH COMPLETE MOISTURE      000610
C                      PROFILE IS PRINTED EACH DPRINT DAYS               000620
C                  =1  OUTPUT IS WITHOUT MOISTURE PROFILE,               000630
C                      BUT ALL INTERNAL FLOWS ARE LISTED                 000640
C                  =2  OUTPUT LIMITED TO TIME ,THE STORAGES.PRECIP,POOL, 000650
C                      DITCH,TOTAL SOIL MOISTURE ABOVE DRAINS,AND THE    000660
```

```
C                    RATES.INFILTRATION,SURFACE DISCHARGE,GROUNDWATER  000670
C                    DISCHARGE,TOTAL DISCHARGE,Q(M-1),AND THE HEIGHT OF000680
C                    THE WATERTABLE.ONE LINE OF PRINT EACH TIME.       000690
C     IOPT(3)   =OPTION SELECTOR NO.3 :                                000700
C                  =0  NO TAPE WITH PLOT DATA WILL BE WRITTEN          000710
C                  =1  PLOTTING COORDINATES WILL BE WRITTEN TO TAPE6.  000720
C     THEY ARE THE VALUES OF:TIME,ACCUMULATED WATER IN DITCH,DEPTH OF  000730
C     WATER ON THE SURFACE(POOL),INFILTRATION RATE,WATER TABLE ELEVATION,000740
C     GROUNDWATER DISCHARGE RATE,SURFACE RUNOFF RATE AND TOTAL RUNOFF  000750
C     RATE.                                                            000760
C     TT(I),PP(I),I=1,NT .NT PAIRS OF VALUES OF MOISTURE AND PRESSURE, 000770
C                         DEFINING THE PSI-THETA FUNCTION (CHARACTERISTIC000780
C                         CURVE)FOR THE SOIL IN QUESTION .NOTE THAT    000790
C                         PRESSURE VALUES MUST HAVE A NEGATIVE SIGN AND000800
C                         MUST INCLUDE A VALUE OF MOISTURE FOR PSI=0.  000810
C                         TT IS IN (CM/CM) AND PP IN CM.               000820
C     THET(I),I=1,M  =ONLY TO BE ENTERED IF IOPT(1)=0 :M VALUES OF     000830
C                     INITIAL MOISTURE CONTENT (CM/CM)                 000840
C     PSI(I),I=1,M   =ONLY TO BE ENTERED IF IOPT(1)=2  :M VALUES OF    000850
C                   INITIAL PRESSURES (NEGATIVE OR 0,IN CM)            000860
C     QD          = ONLY TO BE ENTERED IF IOPT(1)=1 :ONE VALUE OF INITIAL 000870
C                   EQUILIBRIUM GROUNDWATER DISCHARGE ,ALWAYS POSITIVE  000880
C                   (CM/DAYS)                                          000890
C     NPER        =NUMBER OF DISTINCT PERIODS FOR WHICH A CONSTANT RAINFALL000900
C                   RATE IS GIVEN                                      000910
C     RAINTO(I),RATE(I),I=1,NPER . NPER PAIRS OF VALUES OF             000920
C                   RAINTO =TIME AT WHICH PERIOD ENDS (DAYS),NOT THE   000930
C                   THE INTERVAL TIME                                  000940
C                   RATE    =AVERAGE RATE OF RAIN OVER THE PERIOD (CM/DAY) 000950
C                                                                      000960
C              NOTE.ALL OF THE ABOVE DATA,EXCEPT NUMSIM,MUST BE REPEATED 000970
C                   NUMSIM TIMES.                                      000980
*********************************************************************  000990
C      STORAGE BLOCKS                                                  001000
C                                                                      001010
       COMMON TT(100),PP(100),NT                                       001020
       DIMENSION THET(50),AK(50),PSI(50),IOPT(3) ,RAINTO(100),RATE(100) 001030
      1 ,Q(100)                                                        001040
********************************************************************** 001050
C      OUTPUT FORMATS                                                  001060
C                                                                      001070
  100 FORMAT(/*      MOISTURE AND CONDUCTIVITY PROFILE*/                001080
     113X,*THETA(CM/CM)*,8X,*K(CM/DAY)*/(5X,E20.6,5X,F12.6))           001090
  101 FORMAT(*0   QD=*,F12.3,5X,*ZG=*,F12.3/)                          001100
  102 FORMAT(*0 MAXIMUM TIMESTEP=*,F15.5)                              001110
  103 FORMAT(*1*,4X,*TIME*,4X,*PRECIP*,6X,*POOL*,5X,*DITCH*,2X,        001120
     1*MOISTURE  INFILTR.*,4X,*RUNOFF*,2X,                             001130
     2*GW DISCH TOT DISCH    Q(M-1)  GW TABLE*)                        001140
  104 FORMAT(6F10.4)                                                   001150
  105 FORMAT(8A10)                                                     001160
  106 FORMAT(1X,8A10)                                                  001170
  200 FORMAT(* STORAGES*,4F10.5/* INFILT AND RUNOFF*,2F10.5/* INTERNAL F001180
     1LOWS*,(10F8.4)/)                                                 001190
  300 FORMAT(*0   M*,8X,*DZ*,5X,*ALPHA*,9X,*A*,8X,*KO*,8X,*AB*,6X,*PMAX*,001200
     14X,*DPRINT*,6X,*DELT*,6X,*TIME NT POOL DITCH*/I4,9F10.3,I3,2F5.1/)001210
  400 FORMAT(* OPTIONS *,3I3//10X,*CHARACTERISTIC*//* PRESSURE(CM) MOIS(001220
     1CM/CM)*/)                                                        001230
```

```
  500 FORMAT(1X,2E12.4)                                                    001240
  600 FORMAT(/I5,1X,*RAIN PERIODS*//*  PERIOD  ENDS AT(DAYS)   RATE(CM/D001250
     1AY)*/)                                                               001260
  700 FORMAT(3X,I5,2F15.4)                                                 001270
  800 FORMAT(*0TIME,STEP,GW DISCH.,WATER TABLE,TOT DISCH *,3E15.6/)        001280
  900 FORMAT(F8.2,3X,2F10.4,3X,F10.4,4X,F11.2,2X,2F10.4,F14.4)             001290
 1000 FORMAT(1X,F8.1,E10.3,F10.3,E10.3,F10.2,5F10.3,E10.3)                 001300
 1100 FORMAT(1X,*QD TOO LARGE,RESET TO MAX. VALUE*,E12.4,*CM/DAY*)         001310
C                                                                         001320
C*************************************************************************001330
C       READ DATA AND ECHO DATA TO PRINTED OUTPUT                         001340
C                                                                         001350
      READ(1,105)(PSI(I),I=1,16)                                          001360
      WRITE(6,105)(PSI(I),I=1,16)                                         001370
      PRINT 106,(PSI(I),I=1,16)                                           001380
      READ(1,*)NUMSIM                                                     001390
      DO 1 K=1,NUMSIM                                                     001400
      READ(1,*)M,DZ,ALF,A,AKO,AB,PMAX,DPRINT,DELT,TIME,NT,POOL,DITCH      001410
      PRINT 300,M,DZ,ALF,A,AKO,AB,PMAX,DPRINT,DELT,TIME,NT,POOL,DITCH     001420
      READ(1,*)(IOPT(I),I=1,3)                                            001430
      READ(1,*)(TT(I),PP(I),I=1,NT)                                       001440
      PRINT 400,(IOPT(I),I=1,3)                                           001450
      PRINT 500,(PP(I),TT(I),I=1,NT)                                      001460
C*************************************************************************001470
C       INITIAL CALCULATIONS                                              001480
C                                                                         001490
      AA=EXP(ALF*DZ)                                                      001500
      M1=M-1                                                              001510
      AAR=SQRT(AA)                                                        001520
      DPRINT=DPRINT*.9999                                                 001530
      DEPTH=(M-1.)*DZ                                                     001540
      RNGE=TT(NT)-TT(1)                                                   001550
      DO 42 I=1,NT                                                        001560
   42 PP(I)=AKO*EXP(ALF*PP(I))                                            001570
C                                                                         001580
C       PP-VALUES OF TABLE WILL NOW HOLD CONDUCTIVITY VALUES              001590
C                                                                         001600
      IF(IOPT(1).EQ.1)GOTO2                                               001610
      IF(IOPT(1).EQ.2)GOTO3                                               001620
      READ(1,*)(THET(I),I=1,M)                                            001630
      DO 4 I=1,M                                                          001640
    4 CALL TABLE(THET(I), AK(I),1)                                        001650
      GOTO 5                                                              001660
    3 READ(1,*)(PSI(I),I=1,M)                                             001670
      DO 6 I=1,M                                                          001680
      AK(I)=AKO*EXP(ALF*PSI(I))                                           001690
    6 CALL TABLE(THET(I), AK(I),2)                                        001700
      GOTO 5                                                              001710
C*************************************************************************001720
C       CALCULATE K AND THETA FOR ALL LAYERS FOR EQUILIBRIUM FLOW QD      001730
C                                                                         001740
    2 READ(1,*)QD                                                         001750
C*********************************************************              001760
C                                                                         001770
C                         IF                                              001780
C   QD IS TOO HIGH IT WILL BE RECALCULATED;THE NEW VALUE                  001790
C   WILL BE THE MAXIMUM RATE AND WILL BE PRINTED ON THE                   001800
```

```
*  OUTOUT FILE.                                                          001810
*                                                                        001820
************************************************************************ 001830
      QDMAX=A*DEPTH                                                     001840
      QDMAX=QDMAX*AKO/(QDMAX+AKO)                                       001850
      IF(QD.LE.QDMAX)GOTO 77                                            001860
      QD=QDMAX                                                          001870
      ZG=DEPTH                                                          001880
      NSAT=M                                                            001890
      PRINT 1100,QD                                                     001900
      GOTO 78                                                           001910
   77 ZG=QD*AKO/(A*(AKO-QD))                                            001920
      NSAT=ZG/DZ +1.000001                                              001930
      PART=ZG-NSAT*DZ                                                   001940
      AP=EXP(-ALF*PART)                                                 001950
      AK(NSAT+1)=(QD*(AP-1.)+AKO)/AP                                    001960
      IF(NSAT.LT.1)GOTO 81                                              001970
   78 DO 7 I=1,NSAT                                                     001980
      THET(I)=TT(NT)                                                    001990
    7 AK(I)=AKO                                                         002000
   81 IB=NSAT+2                                                         002010
      IF(IB.GT.M)GOTO10                                                 002020
      DO 8 I=IB,M                                                       002030
    8 AK(I)=(QD*(AA-1.)+AK(I-1))/AA                                     002040
      IB=NSAT+1                                                         002050
      DO 9 I=IB,M                                                       002060
    9 CALL TABLE(THET(I), AK(I),2)                                      002070
      GOTO 10                                                           002080
************************************************************************ 002090
C       COUNT NUMBER OF SATURATED LAYERS AND STORE IN NSAT               002100
C                                                                        002110
    5 NSAT=0                                                            002120
      DO 13 I=1,M                                                       002130
      IF(THET(I).LT.TT(NT))GOTO 14                                      002140
      NSAT=NSAT+1                                                       002150
   13 CONTINUE                                                          002160
C                                                                        002170
C       CALCULATE WATERTABLE ELEVATION WITH SUBROUTINE NEWT              002180
C                                                                        002190
   14 ZG=NSAT*DZ                                                        002200
      CALL NEWT(AK(NSAT+1),AKO,DZ,A,ALF,ZG,NSAT)                        002210
C                                                                        002220
C       CALCULATE NUMBER OF SAT. LAYERS,NSAT,AND QD                      002230
C                                                                        002240
      NSAT=ZG/DZ+1.000000                                               002250
      THET(NSAT)=TT(NT)                                                 002260
      AK(NSAT)=AKO                                                      002270
      QD=A*ZG*AKO/(AKO+A*ZG)                                            002280
      PART=ZG-NSAT*DZ                                                   002290
C                                                                        002300
C       PRINT INITIAL VALUES OF THETA AND K IN PROFILE,QD,ZG AND         002310
C       RAINFALL DATA                                                    002320
C                                                                        002330
   10 PRINT 100,(THET(M+1-I),AK(M+1-I),I=1,M)                           002340
      PRINT  101,QD,ZG                                                  002350
      READ(1,*)NPER                                                     002360
      READ(1,*)(RAINTO(I),RATE(I),I=1,NPER)                             002370
```

```
      PRINT 600,NPER                                                    002380
      PRINT 700,(I,RAINTO(I),RATE(I),I=1,NPER)                          002390
      IF(IOPT(3).EQ.1)WRITE(6,104)AKO,ALF,DEPTH,AB,A,DZ                 002400
*************************************************************************002410
C                                                                       002420
C       CALCULATE MAXIMUM ALLOWABLE TIMESTEP DT                         002430
C                                                                       002440
      DT=1.E12                                                          002450
      DO 11 I=2,NT                                                      002460
      DU=(TT(I)-TT(I-1))/(PP(I)-PP(I-1))                                002470
      IF(DU.LT.DT)DT=DU                                                 002480
   11 CONTINUE                                                          002490
      DT=.95*DZ*DT*(AA-1.)/(AA+1.)                                      002500
      IF(DT.GT.DELT)DT=DELT                                             002510
      PRINT  102,DT                                                     002520
      PRNT=0.                                                           002530
      PRECIP=0.                                                         002540
      IF(IOPT(2).GE.2)PRINT 103                                         002550
      DO 16 IP=1,NPER                                                   002560
      IPTEST=0                                                          002570
*************      ******************     ******************      ********002580
C                                                                       002590
C       INCREMENT TIME AND START NEW ITERATION                          002600
C                                                                       002610
*************      ******************     ******************      ********002620
   31 TIME=TIME+DT                                                      002630
      DTA=DT                                                            002640
C                                                                       002650
C       TEST FOR END OF RAIN PERIOD AND ADJUST TIMESTEP IF NECESSARY    002660
C                                                                       002670
      IF(TIME.LT.RAINTO(IP))GOTO 17                                     002680
      DTA=RAINTO(IP)+DTA-TIME                                           002690
      TIME=RAINTO(IP)                                                   002700
      IPTEST=1                                                          002710
   17 PRNT=PRNT+DTA                                                     002720
      NSA=NSAT+1                                                        002730
      IF(NSAT.GT.0)Q(NSAT)=-QD                                          002740
      IF(NSA.GE.M)GOTO 27                                               002750
      DO 18 I=NSA,M1                                                    002760
   18 Q(I)=(AK(I)-AK(I+1)*AA)/(AA-1.)                                   002770
      IF(NSA.GT.1) GOTO 34                                              002780
      NSA=2                                                             002790
      THET(1)=THET(1)-(QD+Q(1))*DTA/DZ                                  002800
   34 DO 21 I=NSA,M1                                                    002810
   21 THET(I)=(Q(I-1)-Q(I))*DTA/DZ+THET(I)                              002820
      NSA=NSAT+1                                                        002830
      DROS=0.                                                           002840
      IF(THET(NSA).LE.TT(NT))GOTO 27                                    002850
      DROS=THET(NSA)-TT(NT)                                             002860
   27 THET(M)=THET(M)+Q(M1)*DTA/DZ                                      002870
      PREVAP=RATE(IP)*DTA                                               002880
      IF(PREVAP.GE.0.)GOTO 35                                           002890
      IF(POOL+PREVAP.GE.0.)GOTO 35                                      002900
      PRECIP=PRECIP+POOL                                                002910
      EVAP=PREVAP+POOL                                                  002920
      EVAP=EVAP*(THET(M)-TT(1))/RNGE                                    002930
      POOL=0.                                                           002940
```

```
      EMAX=(TT(1)-THET(M))*DZ                                                  002950
      IF(EVAP.LT.EMAX)EVAP=EMAX                                                002960
      PRECIP=PRECIP-EVAP                                                       002970
      THET(M)=THET(M)+EVAP/DZ                                                  002980
      DISCHA=0.                                                                002990
      RINF=EVAP                                                                003000
      GOTO 30                                                                  003010
   35 POOL=POOL+PREVAP                                                         003020
      PRECIP=PRECIP-PREVAP                                                     003030
**************************************************************************** 003040
C       AMAXI=MAXIMUM INFILTRATION VOLUME TOP LAYER CAN ABSORB                 003050
C                                                                              003060
      AMAXI=(TT(NT)*.9999-THET(M))*DZ                                          003070
C                                                                              003080
C       RINF=TOTAL VOLUME INFILTRATING DURING TIMESTEP                         003090
C                                                                              003100
      RINF=(AKO*AAB-AK(M))/(AAB-1.)*DTA                                        003110
      DIF=POOL-PMAX                                                            003120
      DISCHA=0.                                                                003130
C                                                                              003140
C       BALANCING DISCHA(=SURFACE RUNOFF) AND RINF                             003150
*************       ******************      ******************       ********003160
      IF(DIF.LE.0.)GOTO 23                                                     003170
      DISCHA=AB*DIF*DIF*DTA                                                    003180
      IF(DISCHA.GT.DIF)DISCHA=DIF                                              003190
   23 IF(RINF.GT.AMAXI)RINF=AMAXI                                              003200
      TOT=RINF+DISCHA                                                          003210
      IF(TOT.LE.POOL)GOTO 24                                                   003220
      RINF=RINF*POOL/TOT                                                       003230
      DISCHA=DISCHA*POOL/TOT                                                   003240
   24 THET(M)=THET(M)+RINF/DZ                                                  003250
      POOL=POOL-RINF-DISCHA                                                    003260
      IF(NSA.LT.M)GOTO 30                                                      003270
      DROS=0.                                                                  003280
      IF(THET(M).LT.TT(NT))GOTO 30                                             003290
      DROS=THET(M)-TT(NT)                                                      003300
   30 DITCH=DITCH+DISCHA +QD*DTA+DROS*DZ                                       003310
      DO 25 I=NSA,M                                                            003320
   25 CALL TABLE(THET(I),AK(I), 1)                                             003330
      IF(DROS.LE.0.)GOTO 29                                                    003340
      NSA=NSA+1                                                                003350
      NSAT=NSAT+1                                                              003360
   29 CALL NEWT(AK(NSA),AKO,DZ,A,ALF,ZG,NSAT)                                  003370
      NSAT=ZG/DZ+1.000001                                                      003380
      PART=ZG-NSAT*DZ                                                          003390
      QD=A*ZG*AKO/(AKO+A*ZG)                                                   003400
C                                                                              003410
C       SUM=TOTAL SOIL MOISTUTE                                                003420
C                                                                              003430
      SUM=NSAT*TT(NT)*DZ                                                       003440
      N2=NSAT+1                                                                003450
      DO 26 I=N2,M                                                             003460
   26 SUM=SUM+THET(I)*DZ                                                       003470
      IF(PRNT.LT.DPRINT)GOTO 28                                                003480
      PRNT=0.                                                                  003490
      TOT=  QD+DISCHA/DTA                                                      003500
      RINF=RINF/DTA                                                            003510
```

```
      DISCHA=DISCHA/DTA                                                    003520
      IF(IOPT(2).LT.2)GOTO 32                                              003530
      PRINT 1000,TIME,PRECIP,POOL,DITCH,SUM,RINF,DISCHA,QD,TOT,Q(M1),ZG    003540
      GOTO 33                                                              003550
   32 PRINT 800,TIME,DTA,QD,ZG,TOT                                         003560
      PRINT 200,PRECIP,POOL,DITCH,SUM,RINF,DISCHA,(Q(I),I=1,M1)            003570
      IF(IOPT(2).EQ.1)GOTO 33                                              003580
      PRINT 100,(THET(M+1-I),AK(M+1-I),I=1,M)                              003590
   33 IF(IOPT(3).EQ.0)GOTO 28                                              003600
      WRITE(6,900)TIME,DITCH,POOL,RINF,ZG,QD,DISCHA,TOT                    003610
   28 IF(IPTEST.EQ.1)GOTO 16                                               003620
      GOTO 31                                                              003630
   16 CONTINUE                                                             003640
      P=0.                                                                 003650
      IF(IOPT(3).EQ.1)WRITE(6,900)P                                        003660
    1 CONTINUE                                                             003670
      STOP                                                                 003680
      END                                                                  003690
```

```
      SUBROUTINE TABLE(T,P,IS)                                             003700
      COMMON TT(100),PP(100),NT                                            003710
      IF(IS.EQ.2)GOTO 1                                                    003720
      IF(T.LE.TT(1))GOTO 2                                                 003730
      IF(T.GE.TT(NT))GOTO3                                                 003740
      DO 4 I=2,NT                                                          003750
      IF(T.LT.TT(I))GOTO 5                                                 003760
    4 CONTINUE                                                             003770
    5 FAC=(T-TT(I-1))/(TT(I)-TT(I-1))                                      003780
      P=FAC*(PP(I)-PP(I-1))+PP(I-1)                                        003790
      RETURN                                                               003800
    2 P=PP(1)                                                              003810
      RETURN                                                               003820
    3 P=PP(NT)                                                             003830
      T=TT(NT)                                                             003840
      RETURN                                                               003850
    1 IF(P.LE.PP(1))GOTO 12                                                003860
      IF(P.GE.PP(NT))GOTO 3                                                003870
      DO 14 K=2,NT                                                         003880
      I=K                                                                  003890
      IF(P.LT.PP(I))GOTO 15                                                003900
   14 CONTINUE                                                             003910
   15 FAC=(P-PP(I-1))/(PP(I)-PP(I-1))                                      003920
      T=FAC*(TT(I)-TT(I-1))+TT(I-1)                                        003930
      RETURN                                                               003940
   12 T=TT(1)                                                              003950
      RETURN                                                               003960
      END                                                                  003970
```

```
      SUBROUTINE NEWT(AKN,AKO,DZ,A,ALF,ZG,NSAT)                          003980
      IF(AKN.LT.AKO-1.E-12 )GOTO 4                                       003990
      ZG=DZ*NSAT                                                         004000
      RETURN                                                             004010
    4 FAC=AKO/(A*(AKO-AKN))                                              004020
      AA=FAC*AKN-DZ*NSAT                                                 004030
      BB=FAC*AKO                                                         004040
      IC=0                                                               004050
      Y=ZG-NSAT*DZ                                                       004060
    1 EX=EXP(ALF*Y    )*BB                                             004070
      IC=IC+1                                                            004080
      Z=Y-(Y-AA+EX)/(1.+EX*ALF)                                          004090
      IF(IC.GT.20)GOTO 2                                                 004100
      IF(ABS(Y-Z).LT..01)GOTO3                                           004110
      Y=Z                                                                004120
      GOTO 1                                                             004130
    2 ZG=DZ*NSAT+Z                                                       004140
      PRINT 100,ZG                                                       004150
      RETURN                                                             004160
  100 FORMAT(3X,'NO CONVERGENCE',E12.4)                                  004170
    3 ZG=DZ*NSAT+Z                                                       004180
      RETURN                                                             004190
      END                                                                004200
```

EXAMPLE OF DATA FILE

```
FIGURE 18:EFFECT OF CONDUCTIVITY:SANDY LOAM$
KO=.1,.5,2,10 (A)=.02;D=150;A=.006;AB=.01;PMAX=.4
4 16 10 .02 .006 .1 .01 .4 .5 .05 0 19 0 0 1 2 1
.28 -295 .29 -265 .3 -237 .31 -210 .32 -186 .33 -163 .34 -138
.35 -118 .36 -102 .37 -88 .38 -77 .39 -68 .4 -60 .41 -52 .42 -43
.43 -33 .44 -19 .445 -10 .45 0
0 2 15 .6 50 0
  16 10 .02 .006 .5 .01 .4 .5 .05 0 19 0 0 1 2 1
.28 -295 .29 -265 .3 -237 .31 -210 .32 -186 .33 -163 .34 -138
.35 -118 .36 -102 .37 -88 .38 -77 .39 -68 .4 -60 .41 -52 .42 -43
.43 -33 .44 -19 .445 -10 .45 0
0 2 15 .6 50 0
  16 10 .02 .006 2  .01 .4 .5 .05 0 19 0 0 1 0 1
.28 -295 .29 -265 .3 -237 .31 -210 .32 -186 .33 -163 .34 -138
.35 -118 .36 -102 .37 -88 .38 -77 .39 -68 .4 -60 .41 -52 .42 -43
.43 -33 .44 -19 .445 -10 .45 0
0 2 15 .6 50 0
  16 10 .02 .006 10 .01 .4 .5 .05 0 19 0 0 1 0 1
.28 -295 .29 -265 .3 -237 .31 -210 .32 -186 .33 -163 .34 -138
.35 -118 .36 -102 .37 -88 .38 -77 .39 -68 .4 -60 .41 -52 .42 -43
.43 -33 .44 -19 .445 -10 .45 0
0 2 15 .6 50 0
```

Appendix B

Cyber Control Language for Running the Model and Plotting Results

APPENDIX B

CYBER CONTROL LANGUAGE FOR RUNNING THE MODEL AND PLOTTING RESULTS

The following control language statements will result in the calculation of drain discharge, total discharge and ground-water table elevation and the plotting of these results as in Figure 6, and Figures 8 to 28. For the plotting, use is made of the DISSPLA-routines and a special program written by J. Giovannitti, a complete description of which will be made available as an NHRI internal publication.

```
    IC9XX,CM130000,T500,P2.
    ACCOUNT,24072.
(1) ATTACH, SOILBI, ID=VDB.
(2) ATTACH, TAPE1, CLAY,ID=VDB.
(3) REQUEST,TAPE6,*PF.
(4) SOILBI.
    CATALOG,TAPE6,TEMP,ID=VDB.
    RETURN,TAPE6.
(5) ATTACH,TAPE5,TEMP,ID=VDB.
(6) ATTACH,LGO,PLOTBI,ID=VDB.
(7) ATTACH,TAPE6,ID=JGG.
(8) BEGIN,DISSPLA,,CAL1051,NAME=VANDENBERG/562 BOOTH ST.
```

1. Attach the binary code of Program FLO.

2. Attach the file with data for running FLO.

3. TAPE6 will hold the results used as data for plotting.

4. Run program FLO.

5. Attach the file with output from the run of FLO, catalogued as TEMP, with the local file name TAPE5.

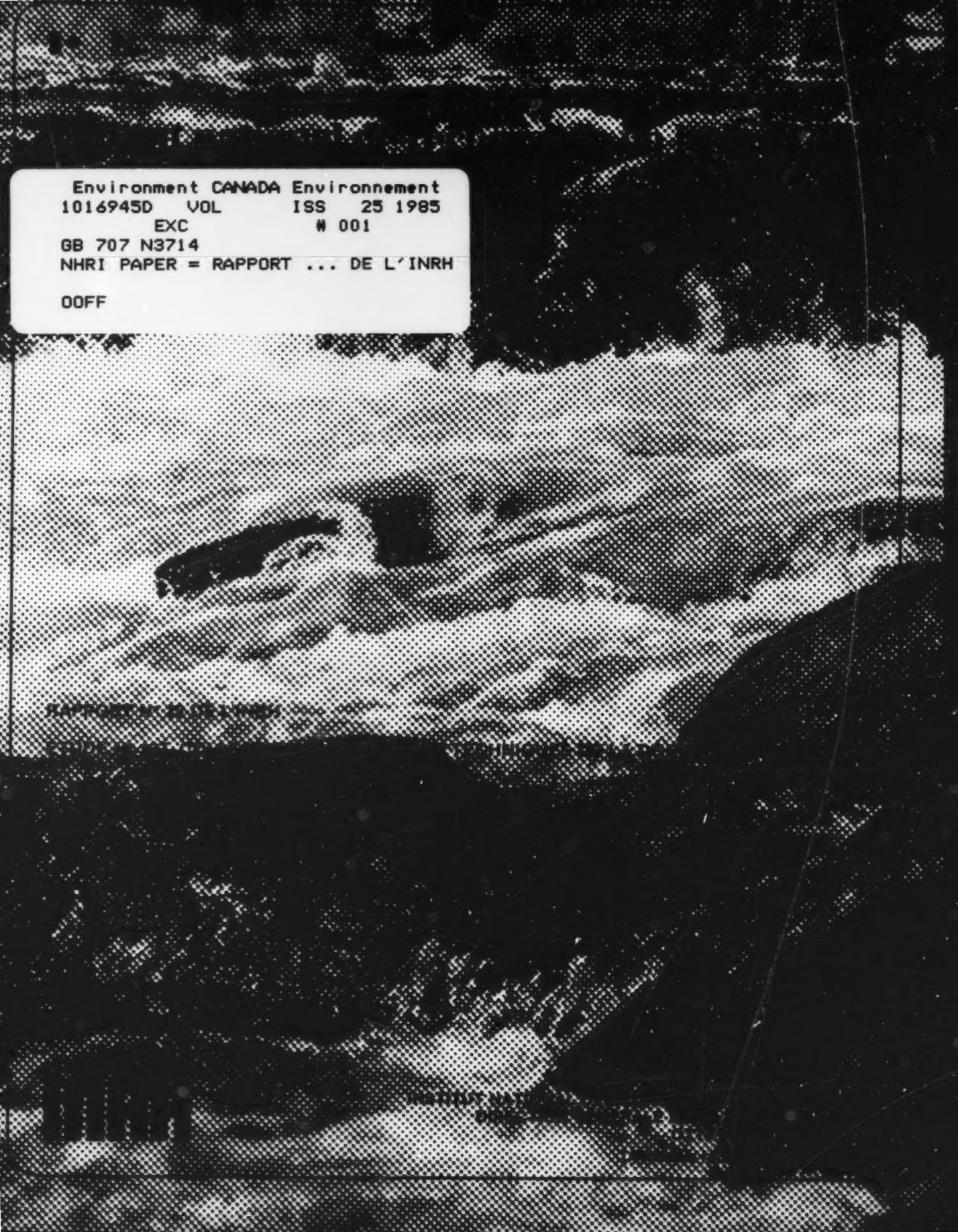
6. Attach the binary code of the plot program.

7. Attach TAPE6, which contains one line of parameters for the plot routine.

8. Generate the plot.

Environment CANADA Environnement
1016945D VOL ISS 25 1985
EXC # 001
GB 707 N3714
NHRI PAPER = RAPPORT ... DE L'INRH

OOFF



Environnement Canada Environment Canada

Institut national de recherches en hydrologie

RAPPORT Nº 25 DE L'INRH

ÉTUDE Nº 137, COLLECTION DES RAPPORTS TECHNIQUES DE LA DGEI

Modèle physique d'infiltration verticale, d'écoulement des drains et de ruissellement de surface

A. Vandenberg

INRH

INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHES EN HYDROLOGIE
DIRECTION GÉNÉRALE DES EAUX INTÉRIEURES
OTTAWA, CANADA, 1985
(Available in English on request)

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1986

N° de cat. En 36-503/137F

ISBN 0-662-93712-0

Table des matières

	Page
RESUME	vi
ABSTRACT	vii
LISTE DES SYMBOLES	viii
INTRODUCTION	1
MOUVEMENT INTERNE DE L'HUMIDITE DU SOL, INFILTRATION ET ECOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES	4
Fonctions de transfert interne, Q_i	5
Infiltration, I	8
Ecoulement des eaux souterraines, G	9
AUTRES FONCTIONS DE TRANSFERT	10
Précipitation, P	10
Débit du drain, D	11
Ruissellement, R	11
BILAN DE L'HUMIDITE	12
EFFET DES PARAMETRES DE DRAINAGE ET DU SOL SUR LE DEBIT	14
Effet de l'intensité de drainage A (figures 8, 9, 10)	16
Effet de l'intensité de drainage A, faible valeur de K_o (figures 11, 12, 13)	18
Effet de la profondeur des drains D (figures 14, 15, 16)	19
Effet de la conductivité en milieu saturé, K_o (figures 17, 18, 19)	19
Effet de la variable alpha (figures 20, 21, 22)	19
Intensité élevée, précipitation de courte durée (figures 23, 24, 25)	20
Trois gros orages d'une journée, à un intervalle d'une semaine (figures 26, 27, 28)	20
CONCLUSIONS	21
REMERCIEMENTS	23
REFERENCES	23
ANNEXE A. Code Fortran	47
ANNEXE B. Langage de contrôle cybernétique pour essayer le modèle et reproduire les résultats sous forme de courbes	57

Tableaux

Page

1. Paramètres du modèle..... 15
2. Courbes pF représentatives pour le sable, le loam sableux et le loam argileux..... 16

Illustrations

Figure 1. Partie du cycle hydrologique influant sur le débit... 2

Figure 2. Section du cycle hydrologique fortement touchée par le drainage artificiel..... 3

Figure 3. Modèle de drainage et répartition de l'emmagasinage de l'humidité du sol..... 5

Figure 4. Mouvement interne de l'humidité et définition des symboles..... 7

Figure 5. Déplacement de l'humidité au niveau de la nappe phréatique..... 9

Figure 6. Drainage d'un marécage..... 13

Figure 7. Courbes pF typiques du sable, du loam sableux et du loam argileux, utilisées dans les exemples..... 17

Figure 8. Effet de l'intensité de drainage A : sable..... 25

Figure 9. Effet de l'intensité de drainage A : loam sableux.... 26

Figure 10. Effet de l'intensité de drainage A : loam argileux... 27

Figure 11. Effet de l'intensité de drainage A : sable, faible valeur K_o..... 28

Figure 12. Effet de l'intensité de drainage A : loam sableux, faible valeur K_o..... 29

Figure 13. Effet de l'intensité de drainage A : loam argileux, faible valeur K_o..... 30

Figure 14. Effet de la profondeur des drains D : sable..... 31

Figure 15. Effet de la profondeur des drains D : loam sableux... 32

Figure 16. Effet de la profondeur des drains D : loam argileux.. 33

Figure 17. Effet de la conductivité en milieu saturé K_o : sable. 34

Illustrations (suite)

		Page
Figure 18.	Effet de la conductivité en milieu saturé K_o : loam sableux	35
Figure 19.	Effet de la conductivité en milieu saturé K_o: loam argileux	36
Figure 20.	Effet de la variable alpha : sable	37
Figure 21.	Effet de la variable alpha : loam sableux	38
Figure 22.	Effet de la variable alpha : loam argileux	39
Figure 23.	Intensité élevée, précipitation de courte durée : sable	40
Figure 24.	Intensité élevée, précipitation de courte durée : loam sableux	41
Figure 25.	Intensité élevée, précipitation de courte durée : loam argileux	42
Figure 26.	Trois gros orages d'une journée, à un intervalle d'une semaine : sable	43
Figure 27.	Trois gros orages d'une journée, à un intervalle d'une semaine : loam sableux	44
Figure 28.	Trois gros orages d'une journée, à un intervalle d'une semaine : argile	45

Résumé

L'auteur indique les éléments du cycle hydrologique, ainsi que leurs interrelations, qui sont directement touchés par des améliorations du sol et du drainage de surface. Il présente un modèle décrivant ce cycle partiel, qui permet d'évaluer l'effet de l'amélioration du drainage sur l'écoulement total provenant d'une parcelle drainée recevant une précipitation de volume connu. L'écoulement total est constitué du ruissellement de surface et de l'écoulement des drains.

Une attention particulière est accordée à la composante de l'humidité du sol, à l'infiltration et à la percolation jusqu'à la nappe phréatique. Toutes les composantes à l'exception de la zone insaturée sont traitées comme des systèmes globaux («lumped»), mais la zone insaturée est représentée dans le modèle par une cinquantaine de couches, le passage de l'humidité entre les couches étant déterminé par un calcul du type progressif aux différences finies à partir des caractéristiques physiques du sol.

L'effet des paramètres du modèle est décrit et examiné à partir des résultats d'environ 90 essais. Les paramètres déterminant la capacité d'emmagasinement du sol influent beaucoup plus sur la forme et le niveau de pointe de l'écoulement que ceux qui déterminent la vitesse d'écoulement.

Sur les terrains qui étaient saturés d'eau, l'amélioration du drainage de surface devrait entraîner dans les premiers temps un accroissement du débit de pointe, puis l'amélioration du drainage du sol et de l'aération le fera diminuer.

Les utilisateurs sont prévenus que le modèle est seulement une représentation grossière de la réalité, étant monocouche et unidimensionnel et ne représentant qu'un seul niveau de drainage.

Mots clés : Drainage, inondation, débit de pointe, infiltration, percolation, zone insaturée, ruissellement de surface, modèle numérique.

Abstract

The author identifies the elements of the hydrological cycle and their interrelationships which are directly influenced by soil and surface drainage improvements. A model of this partial cycle is constructed, permitting the assessment of the effect of drainage improvement on the total discharge from a drained plot for a given precipitation input. Total discharge is composed of surface runoff and drain discharge.

Particular emphasis is placed on the soil moisture component, infiltration and percolation to the ground-water table. All components except the unsaturated zone are treated as lumped systems, but the unsaturated zone is represented in the model by a stack of up to 50 layers, the moisture transfer between layers being calculated by a forward-finite difference type of calculation based on the physical characteristics of the soil.

The effects of the parameters of the model are described and discussed by means of approximately 90 sample runs. The parameters determining storage capacity of the soil influence the shape and peak value of discharge much more than those determining velocity of flow.

In the course of the drainage history of originally waterlogged areas, increased peak flows can be expected in the early stages owing to improved surface drainage; subsequently, improvement in soil drainage and aeration will cause peak flows to diminish.

Users are cautioned that the model is only a crude representation of the real world, being single-layered and one-dimensional, and representing only one level of drainage.

Key words: Drainage, flooding, discharge peak, infiltration, percolation, unsaturated zone, surface runoff, digital model.

Liste des symboles

A	Intensité du drainage = $8 K_o d/L^2$	($jour^{-1}$)	Eq. 13
A_b	Coefficient de l'équation du ruissellement de surface	(cm^{-1} $jour^{-1}$)	Eq. 18
a	Exp ($\alpha\Delta z$)	-	Eq. 6
a'	$a^{1/2}$ = exp ($\alpha\Delta z/2$)	-	Eq. 12
D	Débit du drain vers le fossé	(cm/jour)	Introduction
d	Profondeur équivalente de la formation aquifère	(cm)	Eq. 13
E_{pot}	Vitesse d'évaporation potentielle	(cm/jour)	Précipitation, P
E_{soil}	Evaporation réelle de la couche supérieure du sol	(cm/jour)	Précipitation, P
F	Fonction implicite de Z_w	-	Eq. 17
F'	Dérivée de F en fonction de Z_w	-	-
G	Ecoulement des eaux souterraines vers le drain	(cm/jour)	Introduction
I	Vitesse d'infiltration	(cm/jour)	Introduction
$K, K(\theta)$ $K(\psi)$	Conductivité du sol, fonction de θ et de ψ	(cm/jour)	Eq. 1
K_i	Conductivité de la $i^{ième}$ couche du sol	(cm/jour)	Eq. 4
K_o	Conductivité saturée	(cm/jour)	Eq. 2
L	Distance entre les drains	(cm)	Eq. 13
m	Nombre de couches de terre	-	-
n_s (ou n_s comme exposant)	Nombre de couches saturées	-	Eq. 16
P	Taux de précipitation	(cm/jour)	Introduction
P_{max}	Epaisseur de l'eau à la surface sous laquelle il n'y a pas de ruissellement	(cm)	Ruisselle-ment, R
Q_i	Débit depuis la couche i jusqu'à la couche (i + 1)	(cm/jour)	Eq. 4

q	Vecteur supérieur du débit interne d'humidité	(cm/jour)	Eq. 1
R	Vitesse du ruissellement de surface	(cm/jour)	Introduction
S_1	Elément de retenue 1, atmosphère	(cm)	Introduction
S_2	Elément de retenue 2, emmagasinage superficiel	(cm)	Introduction
S_3	Elément de retenue 3, sol	(cm)	Introduction
$S_{3,i}$	Retenue dans la $i^{ième}$ couche du sol	(cm)	-
S_4	Retenue dans le drain	(cm)	Introduction
S_5	Retenue dans le fossé	(cm)	Introduction
t	Temps	(jours)	-
Z	Elévation au-dessus du drain	(cm)	Eq. 1
Z_i	Elévation au-dessus du drain du milieu de la $i^{ième}$ couche du sol	(cm)	Eq. 4
Z_w	Elévation de la surface de saturation au-dessus du drain	(cm)	Eq. 14
α	Constante de l'équation $K(\psi)$	(cm^{-1})	Eq. 2
Δt	Petit intervalle de temps entre les inventaires successifs	(jours)	Eq. 7
ΔZ	Epaisseur d'une couche de terre	(cm)	Eq. 4
θ	Teneur volumétrique en eau	(cm/cm)	-
θ_{sat}	Teneur en eau du sol au point de saturation	(cm/cm)	Eq. 10
θ_m	Teneur en eau du $m^{ième}$ élément du sol	(cm/cm)	Eq. 11
θ_m	Teneur en eau du $m^{ième}$ élément du sol à la fin d'un intervalle de temps	(cm/cm)	Eq. 10, 11
θ_o	Teneur minimale en eau du sol sur la courbe ψ-θ du modèle	(cm/cm)	-

ψ	Hauteur piézométrique	(cm)	Eq. 1
ψ_D	Hauteur piézométrique à une profondeur située à mi-chemin entre les drains	(cm)	Eq. 13

Modèle physique d'infiltration verticale, d'écoulement des drains et de ruissellement de surface

A. Vandenberg

INTRODUCTION

Toute partie du cycle hydrologique peut être définie par un ensemble de réservoirs de retenue entre lesquels s'effectuent des transferts d'eau à des vitesses régies par les lois de la physique. En général, ces lois associent le transfert entre deux réservoirs adjacents à l'état physique des deux réservoirs, et lorsque toutes les fonctions de transfert ont été établies, le changement d'état de tout le système peut être suivi chronologiquement grâce à un système de comptabilité à deux livres, pourvu que les entrées dans le grand livre soient suffisamment fréquentes pour que l'état observé juste après l'inscription des transferts fournisse la base pour calculer les vitesses de transfert pendant la courte période jusqu'au transfert suivant.

La partie du cycle hydrologique qui présente un intérêt important pour calculer la transformation d'une précipitation dans un bassin en son écoulement correspondant est illustrée dans la figure 1 : les réservoirs de retenue sont représentés par des rectangles et les fonctions de transfert, par des triangles, ce qui laisse supposer la direction prévalente du transfert.

Les ouvrages de drainage, lorsqu'ils sont installés à certains endroits d'un bassin, modifieront premièrement les fonctions de transfert comme le débit de ruissellement et le débit d'écoulement des eaux souterraines, mais ils modifieront secondairement les retenues comme l'emmagasinage superficiel et l'humidité du sol. Plus particulièrement, si nous désirons étudier l'effet des améliorations du drainage sous forme de séries chronologiques de l'écoulement du bassin, il est possible de nous limiter à une plus petite sous-section de la figure 1 ne comprenant que les fonctions de transfert et les retenues touchées plus directement par les améliorations du drainage. La figure 2 illustre un cycle partiel, comprenant les réservoirs de retenue S_1 à S_5 et les fonctions de transfert P, I, G, D et R, où

S_1 = réservoir de précipitation
S_2 = emmagasinage superficiel
S_3 = emmagasinage de l'humidité du sol
S_4 = retenue dans les drains
S_5 = retenue dans le fossé
P = précipitation
I = infiltration
G = écoulement des eaux souterraines vers le drain
D = écoulement du drain vers le fossé
R = ruissellement de surface dans le fossé

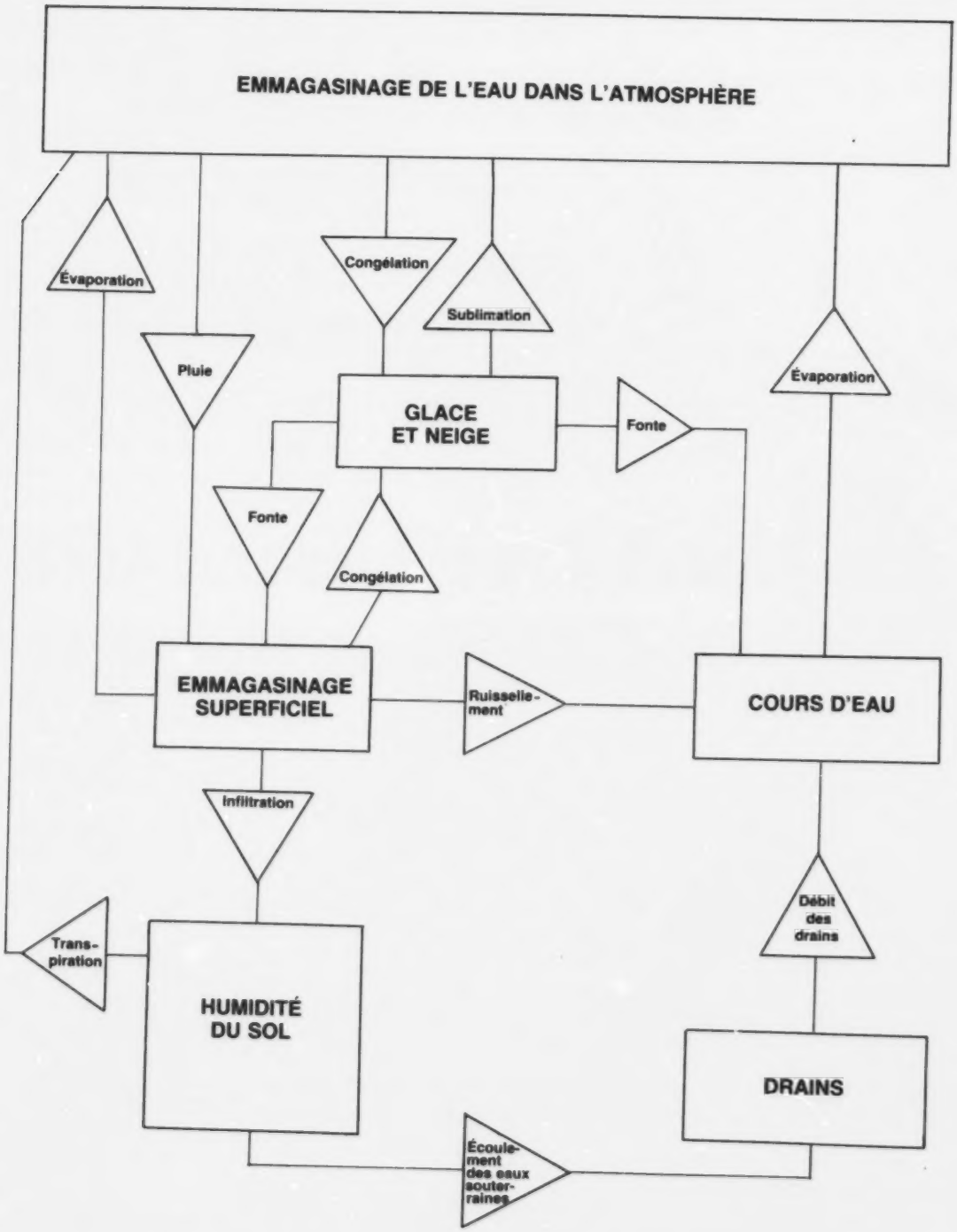


Figure 1. Partie du cycle hydrologique influant sur le débit.

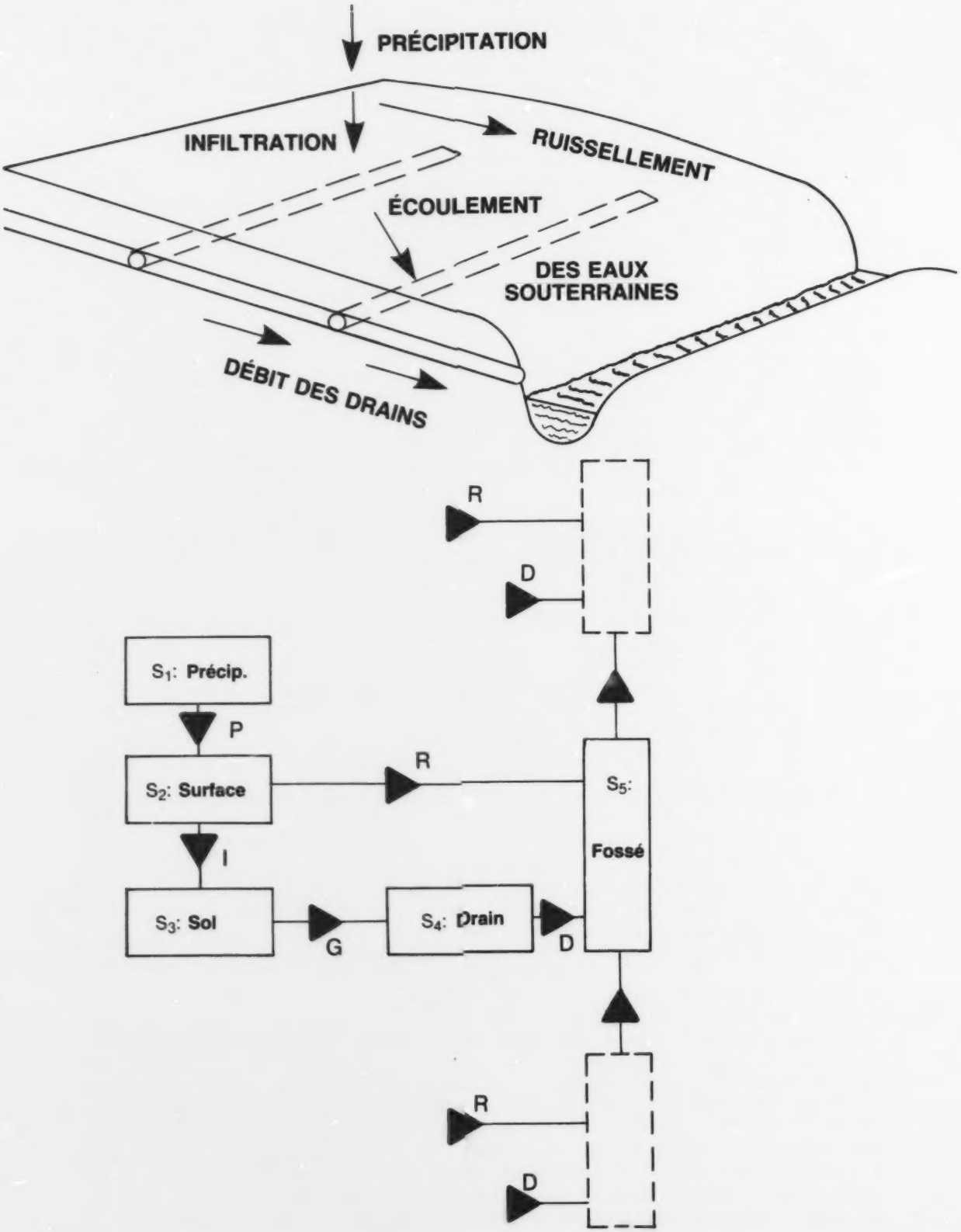


Figure 2. Section du cycle hydrologique fortement touchée par le drainage artificiel.

La figure 2 montre également comment le cycle partiel d'un terrain est lié à d'autres terrains par une partie du fossé, S_5; chaque partie du fossé reçoit les eaux provenant de R et de D ainsi que celles provenant d'au moins une autre partie et les déverse dans au moins une autre partie. On ne peut donc pas déterminer l'état de la partie du fossé à moins que l'état des parties avoisinantes ne soit également connu. L'autre conséquence de ce système est que si R et D sont sensibles aux modifications de S_5, toutes les autres retenues du système seront également modifiées. Un modèle pratique doit comprendre toutes les parcelles de terre drainées qui se déversent dans le même fossé.

Heureusement, dans la plupart des cas, les eaux de R et de D se déversent dans le fossé ou le cours d'eau au-dessus du niveau de l'eau et ne dépendent donc pas du niveau de l'eau du fossé. Ce n'est que dans des cas d'inondations importantes, c'est-à-dire lorsque la sortie d'eau de S_5 est obstruée, que la sortie d'eau du drain sera immergée, auquel cas il est possible d'inverser la direction de D. Dans le présent document, nous ne tiendrons pas compte de ces cas extrêmes, mais nous nous limiterons à un seul terrain, en supposant que les valeurs R et D sont indépendantes de S_5, hypothèse qui sera maintenue aux fins de la tenue des livres seulement : donc, avec l'addition de S_1 à la fin du système d'apport, nous travaillons avec un système fermé pour lequel la somme de toutes les retenues doit demeurer constante.

Dans les deux prochaines sections, les fonctions de transfert seront analysées en détail : les fonctions I et G reliées au sol et les autres fonctions, soit P, D et R. Ensuite le modèle, qui est fondamentalement un procédé de détermination du bilan de l'humidité, sera entièrement décrit. Certains résultats obtenus à l'aide du modèle seront présentés et l'effet des divers paramètres sur la série chronologique de l'écoulement sera analysé.

MOUVEMENT INTERNE DE L'HUMIDITE DU SOL, INFILTRATION ET ECOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES

Dans la section précédente ainsi que dans les figures 1 et 2, nous avons supposé implicitement que pour chaque élément de retenue illustré, et dans des conditions isothermiques, l'état de l'élément peut être équivalent à la quantité totale de l'eau dans l'élément, soit un nombre unique. Toutefois, particulièrement dans le cas de la retenue dans le sol, l'humidité du sol est en général une fonction de sa place dans l'élément, notamment de son élévation. Mais la vitesse d'infiltration, I, ne dépend pas de la teneur en humidité à une certaine profondeur, mais seulement de la teneur en humidité près de la surface; de même, l'écoulement des eaux souterraines, G, ne dépend pas de l'humidité du sol près de la surface ou à une certaine profondeur intermédiaire, mais plutôt de la charge hydraulique et par conséquent, de la teneur en humidité au niveau du drain. Donc, le système global des figures 1 et 2 peut introduire des erreurs importantes puisque l'humidité du sol est inégale dans la colonne de terre. Par conséquent, nous en venons à considérer le modèle de la figure 3, avec un emmagasinement de la nappe phréatique répartie, qui est dérivé de la

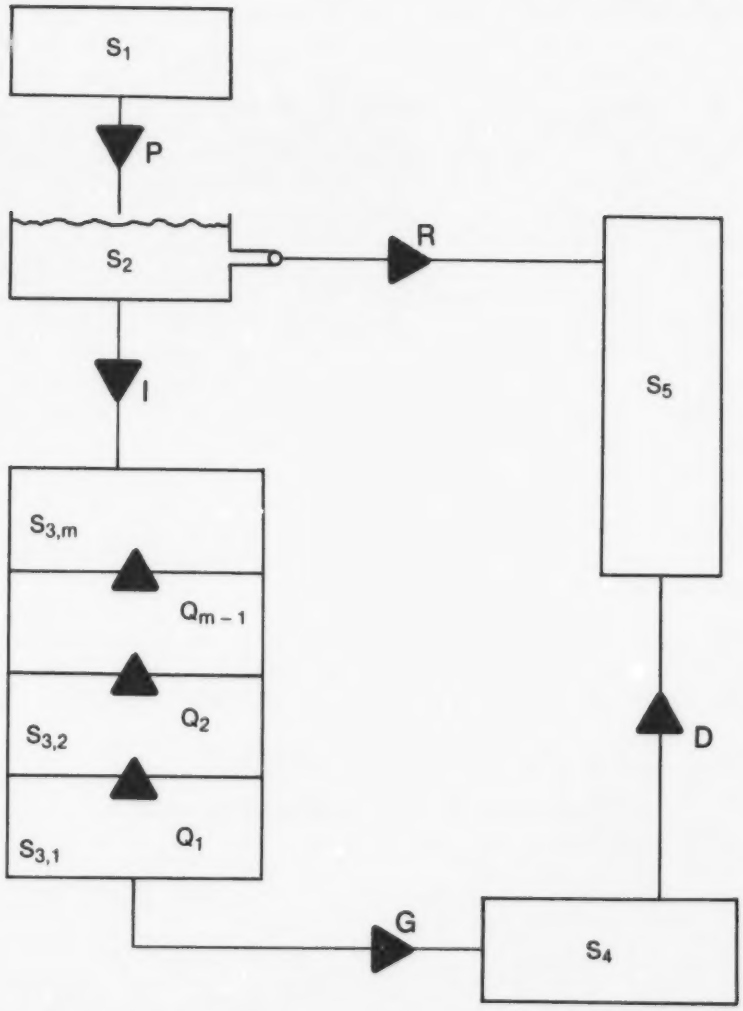


Figure 3. Modèle de drainage et répartition de l'emmagasinage de l'humidité du sol.

figure 2 en subdivisant S_3 en m éléments de retenue plus petits $S_{3,i}$, $i = 1$ jusqu'à m, et en introduisant les (m-1) fonctions de transfert interne Q_i, $i = 1$ jusqu'à (m-1).

Fonctions de transfert interne, Q_i

Les fonctions de transfert interne peuvent être dérivées de la loi de Darcy modifiée pour l'écoulement vertical dans un sol insaturé :

$$q = -K(\psi)(d/dZ)(\psi + Z) = -K(\psi)(d\psi/dZ + 1) \qquad (1)$$

où q = volume d'eau qui se déplace vers le haut dans un plan horizontal d'unité de surface par unité de temps (dimension L/T)
K = conductivité, fonction de la hauteur piézométrique ψ (dimension L/T)
ψ = hauteur piézométrique, négative dans un sol insaturé, positive dans un sol saturé (dimension L)
Z = coordonnée verticale qui augmente vers le haut (dimension L).

La pression piézométrique est liée à la teneur en eau, θ, mais la relation n'est pas, à proprement parler, unique, puisqu'elle présente une hystérésis, c'est-à-dire que la courbe $\psi(\theta)$ pour un sol en voie d'assèchement diffère de la courbe $\psi(\theta)$ pour un sol en voie d'humidification. Bien qu'il soit difficile d'évaluer l'erreur introduite en procédant de cette façon, notre modèle s'appuiera néanmoins sur une courbe $\psi(\theta)$ moyenne, où θ est la teneur en humidité par volume, laquelle lie uniquement θ et ψ peu importe les antécédents. Cette relation doit être établie pour chaque type de sol, en laboratoire ou sur le terrain, en calculant la valeur ψ pour différentes valeurs de θ.

D'autre part, le rapport entre K et ψ est unique et, dans le cas de sols qui ne sont pas trop secs, il est possible de s'en approcher en utilisant une expression exponentielle :

$$K = K_o \exp(\alpha\psi) \qquad (2)$$

où K_o = conductivité du sol saturé (dimension L/T)
α = constante (dimension L^{-1}).

A partir de l'équation 2, nous obtenons

$$d\psi/dK = 1/(\alpha K)$$

qui lorsqu'elle est substituée dans (1) donne

$$dK/dZ = -\alpha(q + K) \qquad (3)$$

Pour le débit Q_i entre deux éléments minces voisins de sol Z_i et Z_{i+1} (figure 4), Q peut être considéré comme une constante et l'intégration de l'équation 3 donne alors :

$$\ln[(Q_i + K_i)/(Q_i + K_{i+1})] = \alpha(Z_{i+1} - Z_i) \qquad (4)$$

ou

$$Q_i + K_i = (Q_i + K_{i+1})e^{\alpha\Delta Z} \qquad (5)$$

où ΔZ = $Z_{i+1} - Z_i$, positive
K_i = conductivité du $i^{ième}$ élément
Z_i = élévation du point milieu de l'élément inférieur ($i^{ième}$)
Z_{i+1} = élévation du point milieu de l'élément le plus élevé
Q_i = débit d'eau depuis le $i^{ième}$ élément jusqu'au $(i+1)^{ième}$ élément.

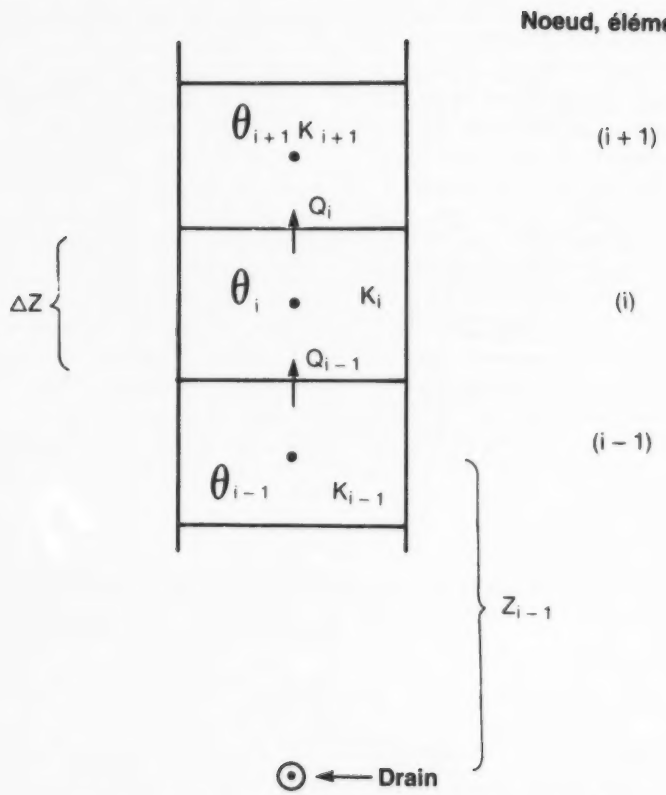


Figure 4. Mouvement interne de l'humidité et définition des symboles.

L'équation 5 peut s'écrire explicitement pour Q_i :

$$Q_i = (K_i - aK_{i+1})/(a-1) \qquad (6)$$

où $a = \exp(\alpha \Delta Z)$

Maintenant, un débit d'eau Q_i du $i^{ième}$ élément entraîne une diminution $\Delta(\theta \Delta Z)$ de l'humidité totale $\theta \Delta Z$ du $i^{ième}$:

$$\Delta(\theta \Delta Z) = Q_i \Delta t$$

où Δt = un accroissement du temps entre deux entrées. Puisque K_i, K_{i+1} et K_{i-1} sont des fonctions $K[\psi(\theta)]$ connues de θ, le changement de la teneur en humidité d'un élément pendant un temps (Δt) peut être calculé (figure 4) à partir de l'équation :

$$\Delta(\theta_i \Delta Z) = \Delta t(Q_{i-1} - Q_i) \qquad (7)$$

ou, à l'aide de l'équation 6

$$\Delta\theta_i = (\Delta t/\Delta Z)[K_{i-1} - (a+1)\, K_i + aK_{i+1}]/(a - 1) \qquad (8)$$

Les équations 7 ou 8 peuvent être utilisées pour simuler l'état futur de tous les éléments internes avec une teneur en eau inférieure au point de saturation. Mais dans le cas de l'élément supérieur de S_3, l'écoulement à la surface supérieure, qui correspond à l'infiltration ou à l'évaporation, doit être calculé autrement, puisqu'il est régi par l'état de l'élément d'emmagasinage S_2, les eaux combinées, de même que par l'état de $S_{3,m}$, la couche de sol la plus élevée. Et dans le cas de l'élément insaturé le plus bas, le débit au niveau de sa surface inférieure est déterminé par les conditions du débit saturé dans l'élément sous-jacent et doit donc être également calculé séparément.

Infiltration, I

La vitesse d'infiltration instantanée dans le sol dépend principalement de la teneur en humidité de l'élément du sol le plus haut, mais elle est limitée par la quantité d'eau emmagasinée sur la surface S_2,

$$I\Delta t \leq S_2 \tag{9}$$

et par la capacité d'emmagasinage de la couche supérieure du sol

$$I\Delta t \leq \Delta Z\ (\theta_{sat} - \theta'_m) \tag{10}$$

où θ_{sat} = teneur en humidité saturée du sol

θ'_m = teneur en eau de la $m^{ième}$ ou de l'élément d'emmagasinage de la couche supérieure $S_{3,m}$, en tenant compte du fait que sa teneur en humidité à la fin de l'intervalle de temps doit être calculée, donc

$$\theta'_m = \theta_m + Q_{m-1}\ \Delta t/\Delta z. \tag{11}$$

De plus, il faut tenir compte du fait que si le niveau de S_2 est supérieur au niveau du débit (figure 3), il se produira un ruissellement de surface R qui entrera en compétition avec l'infiltration pour toute la surface d'emmagasinage disponible (stockage).

Il est possible de calculer la vitesse d'infiltration en deçà de ces limites en supposant qu'aussi longtemps que S_2 est supérieur à 0, la surface du sol est saturée et sa conductivité est de K_0. Alors, à partir de l'équation 6,

$$-I = (K_m - a'K_o)/(a' - 1) \tag{12}$$

où $a' = \exp(\alpha\Delta Z/2)$

puisque $(Z_2 - Z_1)$ correspond maintenant à $\Delta Z/2$, la distance entre la surface et le milieu de l'élément le plus haut, et I indique le débit descendant suivant la flèche de la figure 3.

Ecoulement des eaux souterraines, G

Pour simuler l'écoulement des eaux souterraines, G, nous avons utilisé l'approximation linéaire établie d'abord par Hooghoudt (1937), et décrite également par Hillel (1980) :

$$G = A\Psi_D \qquad (13)$$

où Ψ_D = hauteur piézométrique au niveau des drains, à mi-chemin entre deux drains parallèles
A = intensité du drainage = $8K_od/L^2$ (dimension 1/T)
L = distance entre les drains
d = profondeur équivalente de la formation aquifère sous les drains.

A partir de l'équation 13, nous pouvons dériver une expression de G en fonction de Z_w, la hauteur de la surface de saturation au-dessus des drains à mi-chemin entre les drains, plutôt qu'en fonction de Ψ_D (Van Wyk, 1980) :

$$G = AZ_wK_c/(AZ_w + K_o) \qquad (14)$$

et l'équation équivalente pour Z_w:

$$Z_w = GK_o/[A(K_o - G)] \qquad (15)$$

Les équations 14 et 15 comportent deux inconnues, G et Z_w. Toutefois, puisque la zone saturée ne permet aucun changement au niveau de l'emmagasinage, nous devons supposer que le débit de l'élément insaturé le plus bas jusqu'à la surface de saturation est aussi égal à G (figure 5); à partir de l'équation 4, il peut être exprimé de la façon suivante :

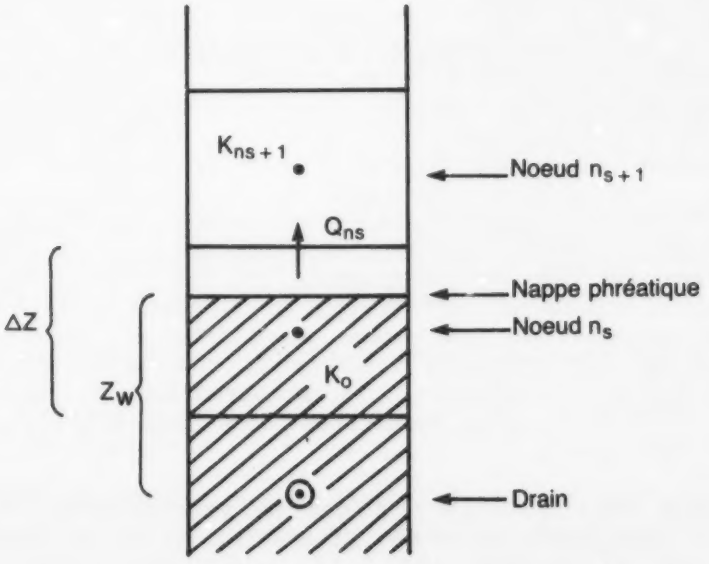


Figure 5. Déplacement de l'humidité au niveau de la nappe phréatique.

$$G = -q_{ns} = -[K_o - K_{ns+1} \exp(\alpha(n_s\Delta Z - Z_w))]/$$

$$[\exp(\alpha(n_s\Delta Z - Z_w))-1] \qquad (16)$$

où n_s = nombre d'éléments saturés.

En supprimant G par fusion des équations 15 et 16, nous obtenons finalement, après réarrangement, l'équation implicite :

$$Z_w - C_1 + C_2 \exp(\alpha Z_w) = 0 \qquad (17)$$

où $C_1 = K_o K_{ns+1}/[A(K_o - K_{ns+1})]$

$C_2 = K_o^2 \exp(-\alpha n_s \Delta Z)/[A(K_o - K_{ns+1})]$.

L'équation 17 a d'abord été formulée par Wind et Van Doorne (1975); elle peut être résolue itérativement par rapport à Z_w selon la méthode de Newton :

$$Z_w^{(n+1)} = Z_w^{(n)} - F(Z_w)/F'(Z_w)$$

où $Z_w^{(n)}$ et $Z_w^{(n+1)}$ sont la $n^{ième}$ et la $(n+1)^{ième}$ approximation de Z_w

et

$$F(Z_w) = Z_w - C_1 + C_2 \exp(\alpha Z_w)$$

$$F'(Z_w) = 1 + \alpha C_2 \exp(\alpha Z_w).$$

Lorsque Z_w a été calculé, on peut calculer G à partir de l'équation 14.

AUTRES FONCTIONS DE TRANSFERT

Précipitation, P

La comparaison des figures 2 et 3 montre que la fonction de transfert P, l'apport au réservoir de surface, S_2, est en fait composée de nombreux transferts, principalement ceux illustrés dans la figure 2 comme la pluie, la fonte, l'évaporation et le gel, les deux derniers étant des apports négatifs à S_2. A l'heure actuelle, la construction du modèle ne fait pas la distinction entre ces apports, mais laisse supposer que leur somme algébrique est obtenue à partir d'autres sources, et présentée à chaque intervalle de temps comme un apport au modèle. Toutefois, la construction du modèle permet l'insertion d'éléments supplémentaires dans ces fonctions à mesure qu'ils sont disponibles.

Chaque fois qu'il n'y a pas de précipitation, il peut se produire une évaporation de l'eau stagnante, ou de la couche la plus élevée du sol si S_2 est vide; la valeur de P peut donc être négative. Dans le modèle, la transpiration, qui se produit au niveau

des feuilles des plantes, n'est pas considérée, bien qu'il s'agisse d'un transfert d'humidité à partir du sol, parfois à de grandes profondeurs, par le système de racines jusque dans l'atmosphère. Il existe effectivement des modèles de calcul de l'humidité du sol qui incluent la transpiration (c'est-à-dire Feddes et coll., 1978), mais nous sommes d'avis que la théorie n'est pas suffisamment bien développée et en général, nous ne disposons pas des données nécessaires pour une application pratique au niveau de la modélisation de l'écoulement. Le modèle ne tient donc compte que de l'évaporation de l'eau stagnante S_2 pour une vitesse d'évaporation potentielle ou, s'il n'y a pas de retenue, de la couche supérieure pour une vitesse réduite. A l'heure actuelle, nous avons simplement énoncé

$$E_{sol} = E_{pot}(\theta_m - \theta_o)/(\theta_{sat} - \theta_o)$$

où
- E_{sol} = évaporation réelle de la couche supérieure du sol (L/T)
- E_{pot} = évaporation potentielle, telle qu'indiquée dans l'apport au modèle (L/T)
- θ_m = teneur en humidité de la couche supérieure
- θ_o = teneur minimale en humidité du sol sur la courbe $\psi - \theta$
- θ_{sat} = teneur en humidité au point de saturation.

L'évaporation réelle sera donc égale à l'évaporation potentielle pour une couche supérieure saturée, diminuera de façon linéaire avec une baisse de la teneur en humidité du sol pour devenir nulle lorsque la teneur en humidité du sol atteindra une valeur minimale.

Débit du drain, D

La version actuelle du modèle ne tient pas compte des petites modifications de l'emmagasinage dans les drains, et l'on suppose que D est égal à G en tout temps. Si des applications futures le justifient, la fonction de transfert $D(S_4)$ peut facilement être introduite dans le modèle.

Ruissellement, R

Il y aura ruissellement toutes les fois que l'épaisseur de la couche d'eau à la surface, S_2, dépassera une certaine valeur représentée par la constante P_{max} dans le modèle. La constante P_{max} est en général de l'ordre de quelques millimètres.

La vitesse de ruissellement $R(S_2)$ est calculée à l'aide de l'équation

$$R = A_b (S_2 - P_{max})^2 \qquad (18)$$

où A_b est une constante; R est limitée toutefois par les inégalités suivantes :

(1): $R\Delta t < S_2 - P_{max}$

et

(2): $(R + I)\Delta t < S_2$

D'après la condition (2), I et R doivent être calculées ensemble, c'est-à-dire que I et R sont d'abord calculées séparément, R étant limitée par la condition (1). Ensuite, la somme $(R + I)\Delta t$ est calculée et comparée à la quantité d'eau emmagasinée disponible S_2; si la condition (2) n'est pas satisfaite, l'eau retenue disponible sera répartie au prorata entre R et I, c'est-à-dire que R et I seront multipliées par le facteur

$$S_2/[(R + I)\Delta t]$$

La valeur seuil de P_{max} peut avoir un effet important sur le débit de pointe. Si la valeur est faible, comme dans le cas d'un bon drainage de surface, le sol ne peut pas absorber la précipitation et la plus grande partie de celle-ci s'écoulera à la surface. Le ruissellement s'effectue relativement vite et crée donc un débit important. Si la valeur seuil est élevée, comme dans le cas d'un mauvais drainage de surface et de marécages, le surplus d'eau ne peut pas s'écouler : il s'évapore ou s'écoule lentement dans le sol et est drainé.

Toutefois, si non seulement le drainage de surface mais par la suite également le drainage souterrain s'améliorent, le débit de pointe sera de nouveau plus faible (Wind et Vandenberg, 1984). Ces possibilités sont décrites dans la figure 6 qui illustre les possibilités de drainage d'un marécage dans un loam sableux. A l'état naturel, l'intensité du drainage A et le coefficient de drainage de surface, A_b, sont extrêmement faibles; la valeur seuil est de 6 cm et au départ, le sol est entièrement saturé avec 5 cm d'eau à la surface; les voies de drainage naturelles existantes sont peu profondes (0.5 m). Au début de la simulation, la précipitation a été fixée à 6 mm/jour pendant 15 jours pour un total de 9 cm; dans ces conditions, le débit du marécage (trace 1) n'atteint pas 1 mm/jour.

Si le coefficient de ruissellement de surface augmente et que la valeur seuil est réduite à 5 mm, l'écoulement, qui comprend presque tout le débit de surface, atteint 6 mm/jour (trace 2). On n'obtient qu'une légère baisse du débit de pointe en augmentant l'intensité du drainage tout en maintenant constante la profondeur des drains à 0.5 m (trace 3). Si l'on augmente la profondeur des drains jusqu'à 1.5 m, on réduit brusquement l'écoulement de pointe à 3 mm.

BILAN DE L'HUMIDITE

Lorsque les vitesses de transfert entre les éléments d'emmagasinage ont été calculées, on peut calculer les nouveaux volumes emmagasinés en ajoutant les entrées et en soustrayant l'écoulement des volumes emmagasinés antérieurement pour chaque élément selon le schéma de la figure 3. Puisque pour les éléments du sol, le volume total emmagasiné est égal au produit de la teneur en humidité et de l'épaisseur, la nouvelle teneur en humidité sera de :

$$\theta_i(t + \Delta t) = \theta_i(t) + (Q_{i-1} - Q_i)\Delta t/\Delta Z \qquad (19)$$

lorsque $i = 2, m - 1$

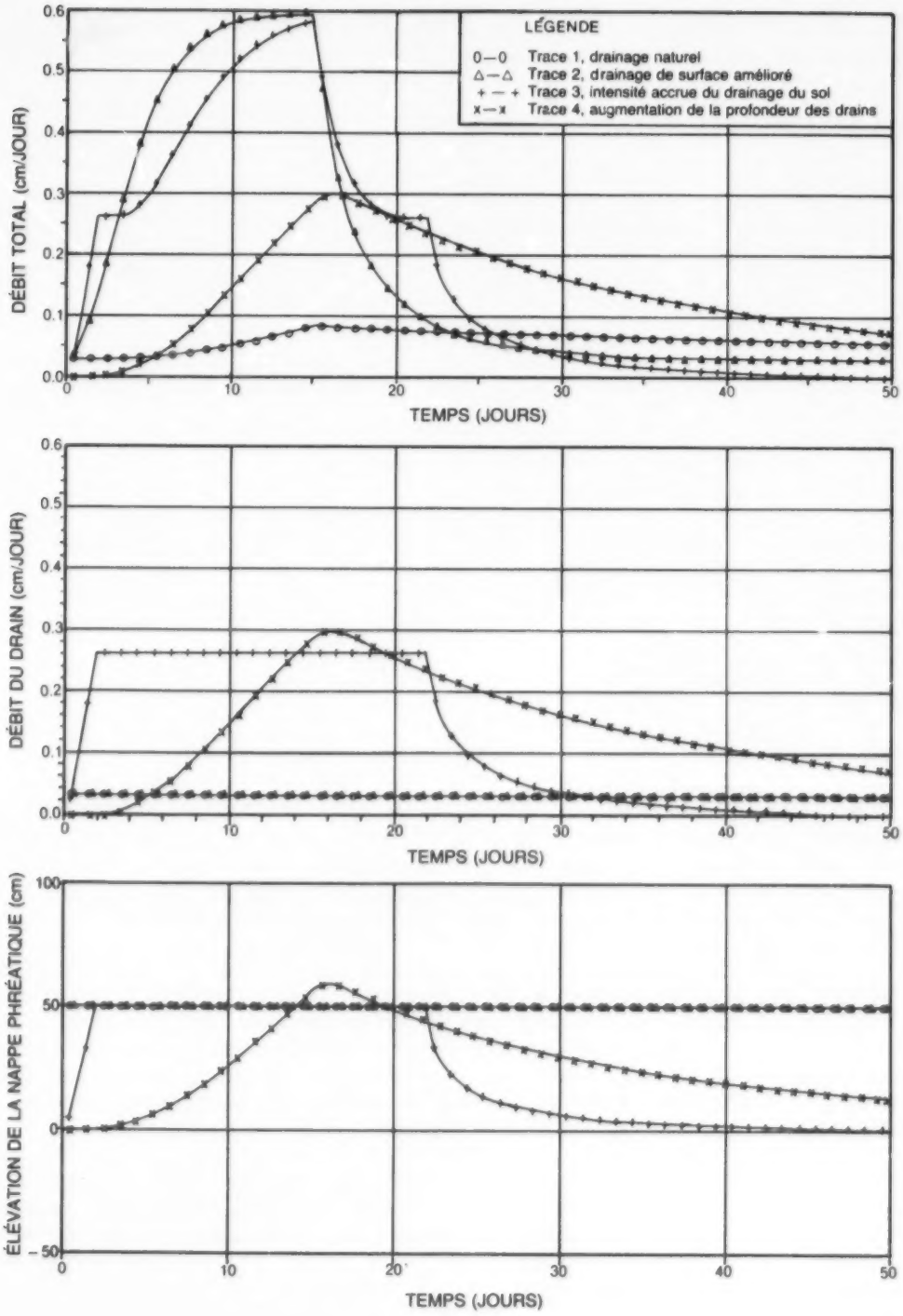


Figure 6. Drainage d'un marécage. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 50 cm; A = 0.0006 jour^{-1} ; A_b = 0.001 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 6 cm; Mare = 5 cm.

pour tous les éléments internes. Pour l'élément supérieur ($m^{ième}$) :

$$Q_m = -I$$

et pour l'élément insaturé le plus bas

$$Q_{i-1} = -G, \text{ le débit d'eau souterraine.}$$

D'après la figure 3, nous pouvons lire directement :

$$S_1(t + \Delta t) = S_1(t) - P\Delta t \quad (20)$$
$$S_2(t + \Delta t) = S_2(t) + (P - R - I)\Delta t \quad (21)$$
$$S_5(t + \Delta t) = S_5(t) + (R + G)\Delta t \quad (22)$$

L'équation 22 se présente sous cette forme puisque nous avons supposé pour le moment que

$$D = G$$

Dans le cas de l'évaporation, c'est-à-dire d'une valeur P négative, la valeur de P dans l'équation 20 ne correspond pas nécessairement à l'évaporation potentielle donnée, avec un signe négatif, au niveau de l'apport, mais dépend de la présence ou de l'absence d'eaux combinées à la surface, et en l'absence d'eaux de surface, de la teneur en humidité de l'élément supérieur du sol.

EFFET DES PARAMETRES DE DRAINAGE ET DU SOL SUR LE DEBIT

La présente section portera sur les simulations effectuées à l'aide du modèle. Le tableau 1 donne un aperçu des paramètres qui déterminent l'hydrogramme d'écoulement pour une précipitation donnée, donne leur nom dans le language FORTRAN, les symboles utilisés dans le présent rapport, les catégories indiquant à quelle partie du cycle hydrologique ils appartiennent ainsi qu'une brève description.

Pour la plupart des simulations, nous avons utilisé un profil de précipitation standard : 15 jours de précipitation à raison de 0.6 cm/jour, suivis par une période de sécheresse de 35 jours. Nous avons utilisé trois courbes pF différentes représentatives grossièrement du sable, du loam sableux et du loam argileux. Ces courbes pF sont représentées dans la figure 7, et sous forme tabulaire, puisqu'elles sont des apports au programme, dans le tableau 2.

Parmi les autres variables, K_o et α sont, comme les courbes $\Psi(\theta)$, fonction du sol et elles ne sont donc pas touchées principalement par les améliorations du drainage, bien qu'elles puissent l'être secondairement au fil des ans. Les variables vraiment dépendantes du drainage sont A, l'intensité du drainage, D, la profondeur des drains, et A_b, qu'on peut désigner par l'intensité du drainage de surface. La forme de la série chronologique du débit peut être modifiée par d'autres facteurs comme l'évaporation potentielle et la teneur initiale en humidité.

Les simulations seront présentées de la façon suivante : en général, chaque figure représente quatre simulations montrant les réponses d'un type de sol à quatre valeurs différentes de l'un des

Tableau 1. Paramètres du modèle

Code FORTRAN	Symboles utilisés dans le présent rapport	Remarques	Catégorie
TT(I), PP(I)	Courbe Ψ (θ)	Valeurs du tableau définissant la courbe Ψ (θ), normalisée pour représenter 3 types de sol fondamentaux (figure 7) TT = humidité PP = pression	Sol, insaturé
AKO	K_o	Conductivité en milieu saturé	Sol, insaturé
ALF	α	Coefficient dans $K = K_o \exp(\alpha\psi)$	Sol, insaturé
DEPTH	D	Profondeur des drains	Drainage du sol
A	A	Intensité du drainage $g = A\Psi_o$	Drainage du sol
AB	A_b	Efficacité de l'écoulement de surface $R = A_b(P - P_{max})^2$	Drainage de surface
PMAX	P_{max}	Hauteur de l'étang au-delà de laquelle il y a ruissellement de surface	Drainage de surface
QD	G	Comme paramètre d'apport, on utilise le débit des eaux souterraines à l'équilibre déterminant l'humidité antérieure	Teneur en humidité initiale ou antérieure
RATE (Taux positif)	P	Taux de précipitation	Atmosphère
RATE (Taux négatif)	E_{pot}	Evaporation potentielle	Atmosphère

paramètres. Chaque figure indique la hauteur de la nappe phréatique, le débit du drain ainsi que la valeur combinée du ruissellement de surface et de l'écoulement du drain; trois figures successives montrent l'effet du paramètre variable respectivement dans le sable, le loam sableux et le loam argileux. La teneur initiale en humidité pour l'ensemble de ces simulations est la répartition de l'humidité à l'équilibre sans déplacement vertical et avec une nappe d'eau souterraine à la profondeur du drain, ou la répartition à l'équilibre pour un débit descendant constant très faible de 0.1 cm/jour. Le programme peut accepter une humidité initiale, ou une pression initiale, sous forme tabulaire, mais cette possibilité n'a pas été utilisée, sauf dans le cas de la figure 6 dont il a déjà été question. Donc, dans les exemples, la teneur en humidité initiale est toujours augmentée ou abaissée en augmentant ou en diminuant la valeur initiale de l'écoulement du drain.

Effet de l'intensité de drainage A (figures 8, 9, 10)

Dans cet ensemble de trois figures, le paramètre A a reçu les quatre valeurs suivantes : 0.001, 0.002, 0.005 et 0.01 jour^{-1}; d'autres valeurs du paramètre sont indiquées dans les légendes.

Tableau 2. Courbes pF représentatives pour le sable, le loam sableux et le loam argileux

θ	Sable ψ (cm)	Loam sableux ψ (cm)	Loam argileux ψ (cm)
0.28	-217	-295	-280
0.29	-127	-265	-272
0.30	-97	-237	-264
0.31	-78	-210	-255
0.32	-65	-186	-245
0.33	-55	-163	-234
0.34	-51	-138	-223
0.35	-47	-118	-211
0.36	-43	-102	-199
0.37	-39.5	-88	-186
0.38	-36	-77	-172
0.39	-33	-68	-157
0.40	-30	-60	-142
0.41	-27.3	-52	-123
0.42	-19.7	-43	-101
0.43	-13.2	-33	-77
0.44	-6.5	-19	-45
0.445	-3.1	-10	-26
0.45	0	0	0

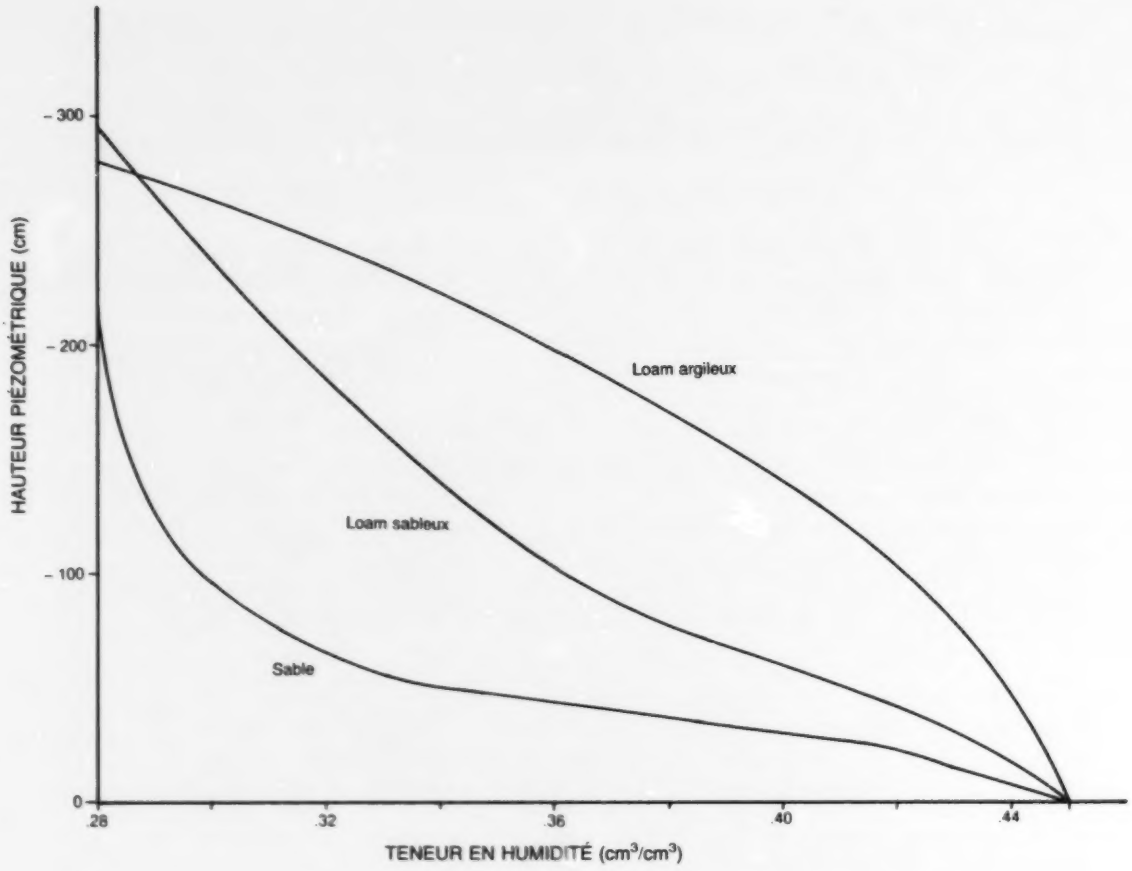


Figure 7. Courbes pF typiques du sable, du loam sableux et du loam argileux, utilisées dans les exemples.

Dans le sable, dont la capacité d'emmagasinage est grande, le ruissellement de surface est nul pour toutes les valeurs de A; dans le loam sableux, le ruissellement de surface est nul lorsque A 0.01 jour^{-1}, il est très faible lorsque A 0.005 jour^{-1}, et légèrement supérieur à la moitié du débit de pointe si le ruissellement de surface est à la plus basse valeur de A. Etant donné que pour cet ensemble de simulations, la profondeur maximale de la mare a reçu une valeur assez élevée, le ruissellement de surface commence (points B) assez longtemps après saturation du sol (points A), mais plus tôt dans le cas d'un sol moins intensément drainé, puisque le débit maximal du drain correspond, d'après l'équation 14, à

$$q = ADK_o/(AD + K_o)$$

puisque D est la hauteur maximale de la nappe phréatique au-dessus du drain. En outre, lorsque le sol est complètement saturé, l'infiltration est égale au débit du drain puisque le sol ne peut plus emmagasiner aucune humidité.

Alors pour cet ensemble de simulations,

Infiltration au point de saturation = 200A/(2 + 100A)

et

Infiltration maximale (A = 0.005 jour^{-1}) = 0.4 cm/jour

Infiltration maximale (A = 0.001 jour^{-1}) = 0.095 cm/jour

Donc, lorsque A = 0.005 jour^{-1} il faut 0.4/(0.6 - 0.4) = 2 jours pour que la mare se remplisse et déborde et 0.8 jour lorsque A = 0.001 jour^{-1}.

De plus, lorsque A 0.005 jour^{-1}, la mare est épuisée en 5 jours, alors que pour A = 0.001, la mare est à peine épuisée à la fin de l'essai.

Dans le loam argileux, il ne se produit aucun ruissellement de surface pour la valeur la plus élevée de A et le débit maximal est limité par le taux de précipitation et y est égal, le sol n'étant pas entièrement saturé. Le ruissellement de surface est de loin l'élément le plus important pour la faible intensité de drainage, son importance diminuant avec l'augmentation de l'intensité du drainage.

Si l'on compare les trois figures, l'effet du type de sol est vraiment marqué. On peut voir immédiatement l'effet d'une baisse de la capacité d'emmagasinage dans la séquence allant du sable au loam argileux dans la pente de la branche ascendante. Dans le cas du sable, les 15 jours de pluie ne suffisent pas à saturer le sol et entraînent la formation d'une mare superficielle pour l'une des intensités de drainage quelconque et le débit maximal du drain n'est pas atteint. Dans le loam sableux, le débit maximal du drain est atteint après environ 8 jours (A = 0.001 jour^{-1}) à 9.5 jours (A = 0.005 jour^{-1}) de pluie et dans le loam argileux, après seulement 2 à 3 jours. Et évidemment, plus il s'écoule de temps entre les points A et C (fin de la période de pluie), plus les eaux combinées seront élevées au-dessus de la valeur P_{max}, plus le débit maximal de surface sera élevée et plus il s'écoulera de temps entre les points C et D (mare vide).

En résumé, pour les trois types de sol, l'intensité accrue du drainage provoque une augmentation du débit de pointe.

Effet de l'intensité de drainage A, faible valeur de K_o (figures 11, 12, 13)

Ces trois figures reprennent les figures 8, 9 et 10, mais avec une conductivité en milieu saturé réduite par un facteur de 10 pour toutes les simulations. Les résultats des 12 simulations montrent une baisse marquée du débit des drains. Il se produit un écoulement de surface dans les 12 simulations, et il est à remarquer que dans le sable, le ruissellement de surface a déjà cessé lorsque l'écoulement des drains augmente encore. De plus, ce ruissellement de surface se produit sans que le sol soit complètement saturé, étant donné que K_o est substantiellement moindre que le taux de précipitation. La baisse de la valeur maximale de l'écoulement total peut être trompeuse, si nous ne nous rendons pas compte que, lorsque l'écoulement des drains

est faible, l'infiltration sera en général faible et que l'écoulement de pointe est en grande partie déterminé par le débit de surface, A_b et P_{max}. Dans les simulations, la valeur A_b reçoit en général une valeur plutôt faible de 0.01 cm^{-1} $jour^{-1}$, ce qui fait que la surface s'étend sur une longue période avec une faible valeur maximale.

Effet de la profondeur des drains D (figures 14, 15, 16)

Pour les trois types de sol, le drainage à 50 cm cause une saturation complète du sol et il se produit un ruissellement de surface bien que la vitesse de celui-ci soit considérablement inférieure à 0.1 cm/jour. La saturation est complète après 1 jour dans le loam argileux et après 2 jours dans le loam sableux, tandis que dans le sable, il faut compter 7 jours avant que l'eau ne s'accumule à la surface. L'écoulement maximal des drains est de 0.4 cm pour tous les types de sol, puisque l'écoulement des drains dans un sol complètement saturé ne dépend que des valeurs de A et de D.

L'enfouissement des drains à 100 cm donne un débit de pointe plus faible pour le sable, mais ce débit est accru dans le loam sableux et le loam argileux. A 200 cm de profondeur, le débit de pointe est réduit dans tous les types de sol; dans le sable et le loam sableux, la valeur de pointe est atteinte encore plus tard, soit environ 5 jours après la fin des pluies. Si les drains sont placés encore plus en profondeur, soit à 300 cm, le débit de pointe est abaissé encore davantage, et il faut compter des délais encore plus longs, respectivement de 15, 25 et 35 jours après la fin des précipitations dans le cas du sable, du loam sableux et du loam argileux.

Effet de la conductivité en milieu saturé, K_o (figures 17, 18, 19)

Pour une conductivité faible, K_o = 0.1 cm/jour, il ne se produit aucun écoulement dans le sable, et dans le cas du loam sableux, l'écoulement des drains ne représente qu'une fraction d'un millimètre à la fin de la simulation, bien que celui-ci soit encore à la hausse. Toutefois, dans le loam argileux, la nappe phréatique commence à augmenter soudainement 15 jours après le début de l'orage et atteint le point de saturation dans les 11 jours qui suivent environ.

Si l'on augmente K_o à 0.5 cm/jour, le loam argileux est saturé après 6 jours de pluie, l'écoulement des drains se stabilise à 0.32 cm/jour, et il ne reste qu'une petite partie du ruissellement de surface. Si l'on augmente encore plus la valeur de K_o, soit à 2 et à 10 cm/jour, cette augmentation produit un écoulement rapide des drains, une saturation incomplète et la disparition du ruissellement de surface.

Effet de la variable alpha (figures 20, 21, 22)

Il semblerait que l'effet de alpha ait peu de conséquence sur le choix du moment et l'importance du débit de pointe. Les petites valeurs de alpha indiquent un changement relativement faible de K avec la pression et par conséquent, avec la teneur en humidité, alors que les valeurs élevées de alpha indiquent une forte baisse de K avec une baisse de la teneur en humidité; ainsi, des valeurs élevées de alpha

ont tendance à retarder la percolation jusqu'à la nappe phréatique et donc le début de l'écoulement; cependant, selon le même mécanisme, la teneur en humidité augmentera rapidement, de même que la conductivité, et l'on assistera à une hausse soudaine de la nappe phréatique. Toutefois, lorsque le sol est humide, l'effet de alpha est très faible, comme on peut le voir dans la branche descendante, en particulier dans le sable. Des valeurs élevées de alpha ont tendance à limiter la capacité d'emmagasinage du sol, c'est-à-dire qu'il y a de l'eau emmagasinée mais que l'humidité ne peut pas l'atteindre et par conséquent, elle renforce la tendance du sol à écouler l'apport sans altération, mais avec un retard marqué au niveau de la branche ascendante.

Intensité élevée, précipitation de courte durée (figures 23, 24, 25)

L'effet du sol et du drainage sur l'hydrogramme d'écoulement a été décrit dans les trois figures précédentes. Les figures 23 à 25 montrent comment la réponse des différents sols est touchée si la quantité totale des précipitations (9 cm) de la simulation précédente est concentrée en deux jours à un taux de 4.5 cm/jour. Quatre intensités de drainage sont indiquées. Les branches ascendantes de la courbe sont remarquables, de même que l'absence de ruissellement de surface dans le sable et le loam sableux, où respectivement seuls 50 cm et 100 cm des 150 cm au-dessus du drain sont saturés. Seuls des débits de l'ordre de 0.3 cm/jour et de 0.55 cm/jour sont produits à partir d'un apport de pointe de 4.5 cm/jour pour le plus fort écoulement. Dans le cas du loam argileux, il y a un écoulement de surface pour toutes les intensités de drainage, et l'influence du drainage et du sol comme tampon au niveau de la production de l'écoulement est beaucoup moindre, l'hydrogramme dépendant en grande partie de l'efficacité de la surface de drainage.

Trois gros orages d'une journée, à un intervalle d'une semaine (figures 26, 27, 28)

Les figures 26 à 28 illustrent comment le sol sableux, le loam sableux et le loam argileux réagissent face à trois tempêtes de pluie distinctes : 3 cm/jour le 1er jour, le 7^{e} jour et le 14^{e} jour, pour un total de 9 cm; l'évaporation potentielle était de 0.2 cm/jour du 2^{e} au 6^{e} jour et du 8^{e} au 13^{e} jour, et de 0.1 cm/jour du 15^{e} jour jusqu'à la fin de la simulation. Les quatre traces correspondent aux quatre valeurs de A, soit : 0.001, 0.002, 0.005 et 0.01 jour^{-1}. Dans le cas du sable, l'hydrogramme est celui de précipitations presque continues pendant 15 jours à raison de 0.6 cm/jour avec quelques ondulations représentant la répartition inégale des précipitations au cours de cette période. Dans le cas du loam sableux, les ondulations se sont transformées en vagues, mais l'efficacité du sol drainé pour tamponner les fortes précipitations est évidente dans les deux types de sol. Tel n'est pas le cas pour le loam argileux, dans lequel il faut une intensité de drainage élevée de 0.01 jour^{-1} pour maintenir la nappe phréatique à 60 cm sous la surface, mais produisant un écoulement de pointe très élevé. L'autre faible intensité de drainage, soit 0.005 jour^{-1}, a un écoulement de pointe légèrement plus faible, et le sol n'est saturé d'eau que pendant

environ 1 jour, ce qui peut être encore acceptable pour ce qui est de l'agriculture. La valeur de pointe la plus faible est produite par l'autre faible intensité de drainage, et le sol est saturé d'eau pendant environ un jour après la deuxième précipitation et pendant 3.5 jours après la troisième, ce qui n'est pas idéal, mais beaucoup mieux que pour la plus faible intensité de drainage, pour laquelle les périodes de saturation du sol en eau sont respectivement de 3 et de 7 jours. Ces observations pourraient bien être la preuve qu'il s'agit du meilleur choix, pour une profondeur fixée des drains, si la saturation du sol en eau et les valeurs maximales de l'écoulement doivent être minimisées.

CONCLUSIONS

Un total de 88 simulations ont été effectuées et illustrées dans la figure 6 et les figures 8 à 28 puis analysées dans le texte. Si nous tenons compte du nombre de paramètres nécessaires pour décrire même ce que nous considérons comme un modèle fondamental et brut de production d'un écoulement, le nombre de simulations nécessaires pour couvrir complètement le champ des combinaisons possibles de paramètres est très grand. Il y a les cinq paramètres scalaires K_o, α, A, A_b, P_{max}, les deux paramètres composites d'humidité initiale et la courbe Ψ (θ), et le profil des précipitations (valeur maximale et durée). Si pour chacune de ces huit variables dont dépend l'apport (sortie) on ne devait représenter qu'une valeur minimale, moyenne et maximale, combinées avec chacune des trois valeurs des autres paramètres, un total de 3^8 ou 6561 simulations seraient nécessaires, et ce travail représenterait la couverture la plus clairsemée possible du domaine des cas possibles.

Il semble donc que l'évaluation de l'écoulement dans le cas d'une précipitation donnée, pour un sol donné et un profil de drainage donné à partir de réponses «connues» comme celles qui sont données dans la présente étude, demeurera toujours incertaine, et que la modélisation fondée sur des paramètres établis pour la région sera le seul moyen de faire des prévisions.

Néanmoins, il est possible de faire quelques énoncés généraux sur l'effet des différents paramètres. Ces remarques générales ont été formulées dans un autre document (Wind et Vandenberg, 1984) et sont reproduites ici uniquement pour rendre le document plus complet :

1. Les trois facteurs qui déterminent la capacité d'emmagasinage du sol et qui sont, par ordre d'importance, la profondeur des drains, la courbe p^F et le coefficient α, influent considérablement sur la forme et la valeur de pointe de l'écoulement : plus la capacité d'emmagasinage est faible, plus le débit de pointe est élevé et plus la forme du débit ressemble à l'apport.

2. Il semble que les facteurs qui déterminent la vitesse du débit, soit la conductivité hydraulique et l'intensité du drainage, soient de moindre importance. Plus ces valeurs sont faibles, plus les débits de pointe sont élevés, pourvu qu'il n'y ait aucun écoulement de surface.

3. Dans le cadre des cas d'amélioration du drainage des zones marécageuses ou saturées d'eau au départ, il est probable que les améliorations du drainage initial soient en grande partie des modifications du drainage de surface, ce qui provoque des augmentations relativement importantes des débits de pointe. Une modification subséquente du drainage portera alors davantage sur l'amélioration du drainage du sol et de l'aération de celui-ci, ce qui augmente l'emmagasinage disponible et diminue les débits de pointe.

Le modèle que nous présentons dans le présent document a été défini comme un modèle fondamental et brut, et il est peut-être utile de préciser de façon plus détaillée ce que l'on entend par ces descripteurs dérogatoires. On peut distinguer au moins trois zones importantes dans lesquelles le modèle peut différer significativement de l'écoulement réel produit :

1. On suppose que le sol est homogène au moins jusqu'aux drains. Toutefois, même la présence d'une mince couche de conductivité relativement faible modifie énormément le débit interne et les conditions d'humidité. L'extension de cette étude à un modèle à plusieurs couches est une possibilité, mais elle augmente énormément la quantité de données physiques nécessaires, une exigence très coûteuse et qui exige beaucoup de temps.

2. La structure à une dimension du modèle est utilisée pour représenter ce qui est en réalité un problème à deux ou même trois dimensions, donc les résultats ne peuvent être interprétés que comme des valeurs moyennes pour une immense superficie. Toutefois, même à l'ère de l'informatique, des modèles à deux et à trois dimensions sont trop coûteux pour être utilisés comme analyse de base, et présentent l'inconvénient de requérir une base de données importante et coûteuse pour justifier pleinement leur utilisation.

3. Le modèle ne représente qu'<u>un seul niveau de drainage</u>, avec une seule valeur caractéristique de profondeur des drains et d'intensité de drainage. Ceci est rarement le cas dans la nature. Par exemple, dans les régions de Mannis et de Domain Drain de la vallée de la Rivière Rouge au Manitoba, où l'Institut national de recherches en hydrologie (INRH) met au point à l'heure actuelle un programme de recherches, on peut distinguer trois niveaux de drainage : (1) le réseau de drainage des fermes très peu profond, avec une intensité de drainage très élevée et la profondeur de drain la plus faible; (2) le réseau municipal dont les fossés routiers sont assez profonds mais dont l'intensité de drainage est beaucoup plus faible que le réseau des fermes, et (3) les réseaux composés de canalisations principales et de leurs bassins versants. Lorsque le sol atteint un certain degré de saturation au-dessus des drains des exploitations agricoles, les trois réseaux de drainage fonctionnent et contribuent à l'écoulement dans la conduite principale. Dès que la nappe phréatique à mi-chemin entre les drains des fermes baisse sous le niveau de ceux-ci, seuls les drains municipaux et les conduites principales participent à l'écoulement, etc. Un tel réseau de drainage à niveaux multiples pourrait peut-être être modélisé avec de légères modifications.

REMERCIEMENTS

Afin d'acquérir des connaissances dans le domaine de la physique des sols, dans le cadre du programme de l'INRH sur «l.'effet du drainage sur le débit», D.H. Lennox, directeur de l'INRH et J.A. Gilliland, chef de la Division des eaux souterraines, nous ont demandé de nous perfectionner dans la physique des sols et du déplacement de l'humidité dans les zones insaturées. C'est donc à leur initiative que nous devons nos six mois de détachement à l'ICW, l'Institute for Land and Water Management Research de Wageningen, Pays-Bas. Nous désirons remercier ces deux personnes de leur encouragement, ainsi que G.A. Oosterbaan (ingénieur), directeur de l'ICW, qui a gentiment accepté de nous recevoir comme stagiaire.

La plus grande partie de notre formation comme physicien spécialiste du sol revient à M. G.P. Wind sans l'intérêt continu et l'aide active duquel nous serions resté encore dans l'incertitude. En réalité, la théorie et une grande partie du code informatique du présent rapport s'appuient sur son travail, suivant étroitement les concepts de modélisation hydraulique analogique, numérique et électrique du débit d'humidité insaturé décrit par Wind (1972), Wind et Van Doorne (1975) et Wind et Mazee (1979). Nous dédions donc le présent rapport à Geek.

Ce fut très agréable d'avoir Jan Beuving comme compagnon à l'ICW et d'apprendre avec quel soin les échantillons de sol doivent être prélevés sur le terrain et transportés au laboratoire pour y être analysés.

Il nous est impossible de mentionner toutes les personnes avec lesquelles nous avons été en contact au ICW, mais nous nous devons de les remercier de leur accueil et d'avoir rendu notre séjour à Wageningen agréable et profitable.

REFERENCES

Feddes, R.A., P.J. Kowalik et H. Zaradny. 1978. Simulations of field water use and crop yield. Centre for Agr. Publ. and Doc., Wageningen.

Hillel, D. 1980. Applications of Soil Physics. Academic Press, New York.

Hooghoudt, S.B. 1937. Bydragen tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond. Vol. 6, Verslag Landbouwkundig Onderzoek 43(13)B: 461-676.

Wind, G.P. 1972. A hydraulic model for the simulation of non-hysteretic vertical unsaturated flow of moisture in soils. J. Hydrol. 15: 227-246.

Wind, G.P. et A.N. Mazee. 1979. An electronic analog for unsaturated flow and accumulation of moisture in soils. J. Hydrol. 41: 69-83.

Wind, G.P. et A. Vandenberg. 1984. The generation of river alimentation in response to precipitation; a soil physical approach. Dans: Real time river flow forecasting, rapport n° 6, janvier 1984, PAO/LH, p. 305-324.

Wind, G.P. et W. Van Doorne. 1975. A numerical model for the simulation of unsaturated vertical flow of moisture in soils. J. Hydrol. 24: 1-20.

Wyk, A.L.M. van. 1980. A soil technological study on effectuating and maintaining adequate playing conditions of grass sports fields. Centre for Agr. Publ. and Doc., Wageningen.

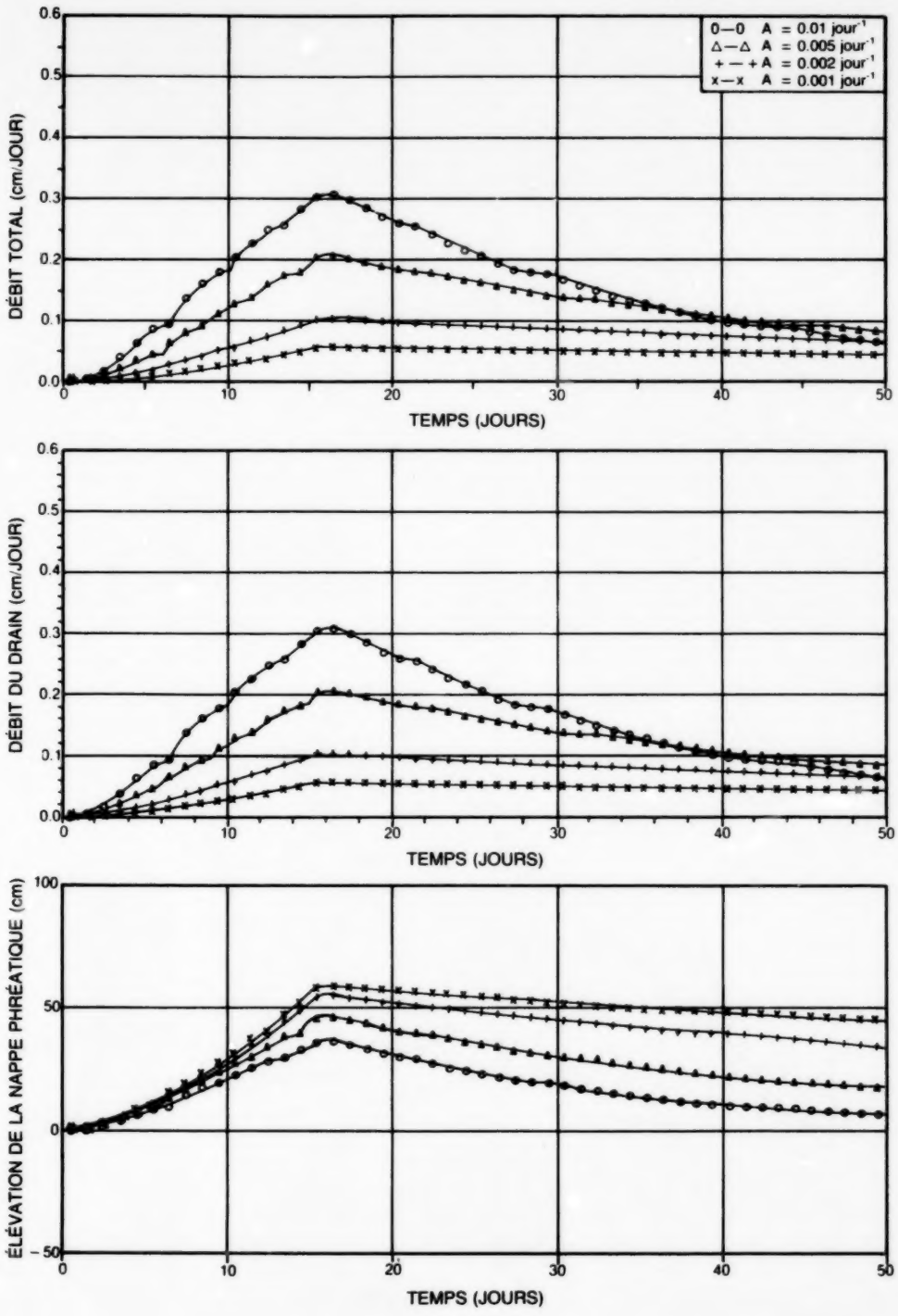


Figure 8. Effet de l'intensité de drainage A : sable. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 100 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

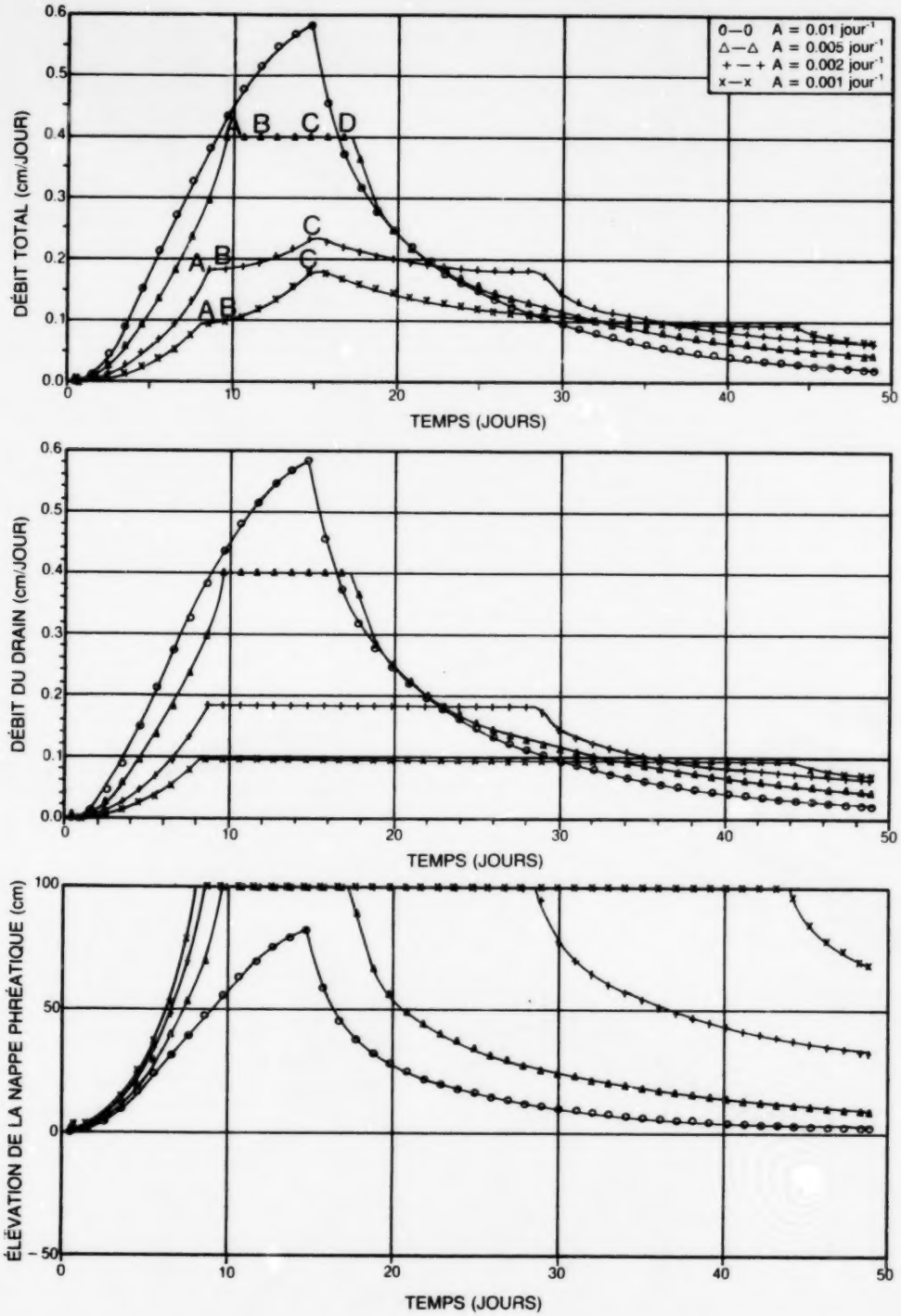


Figure 9. Effet de l'intensité de drainage A : loam sableux. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 100 cm; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

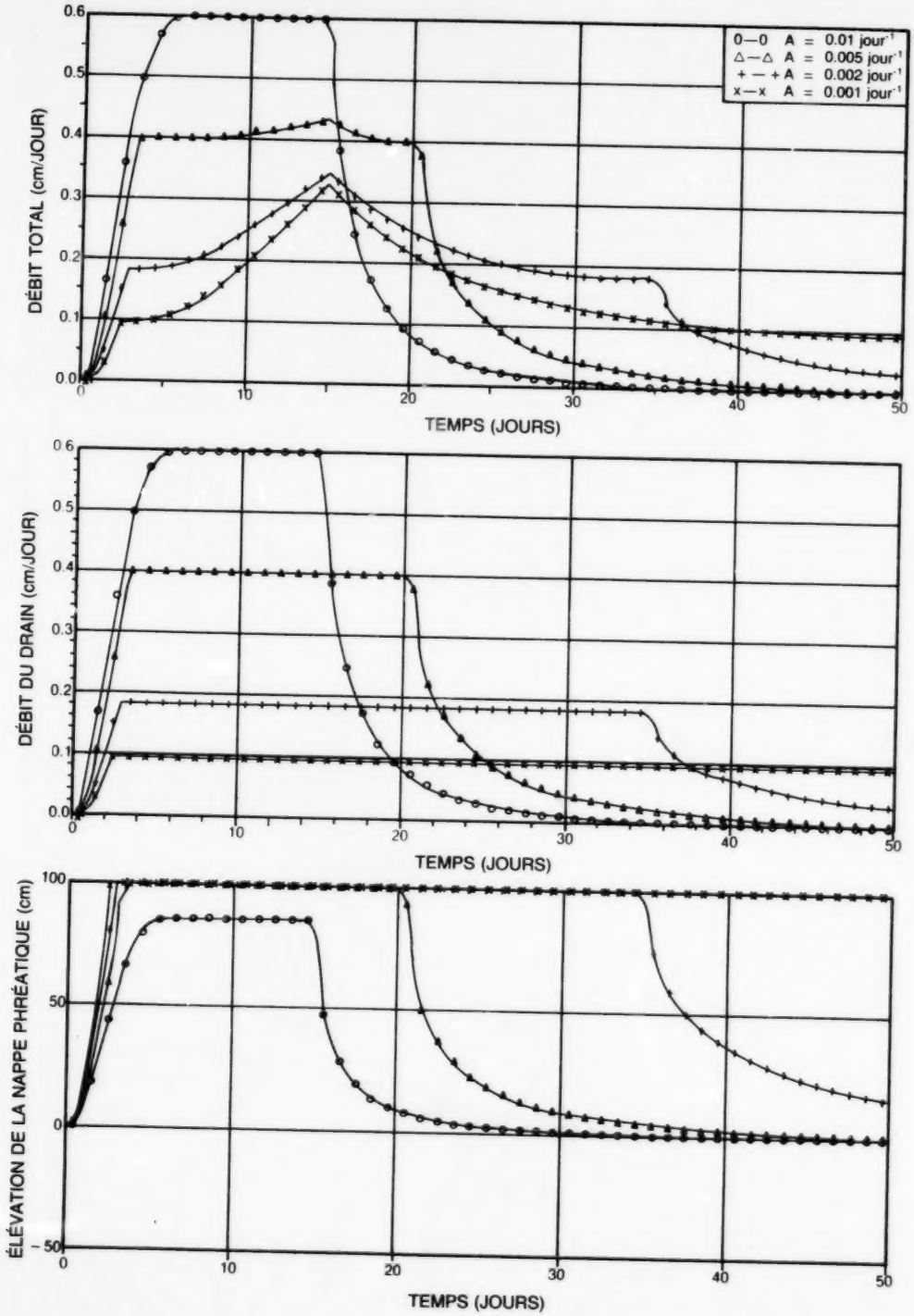


Figure 10. Effet de l'intensité de drainage A ; loam argileux. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 100 cm ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

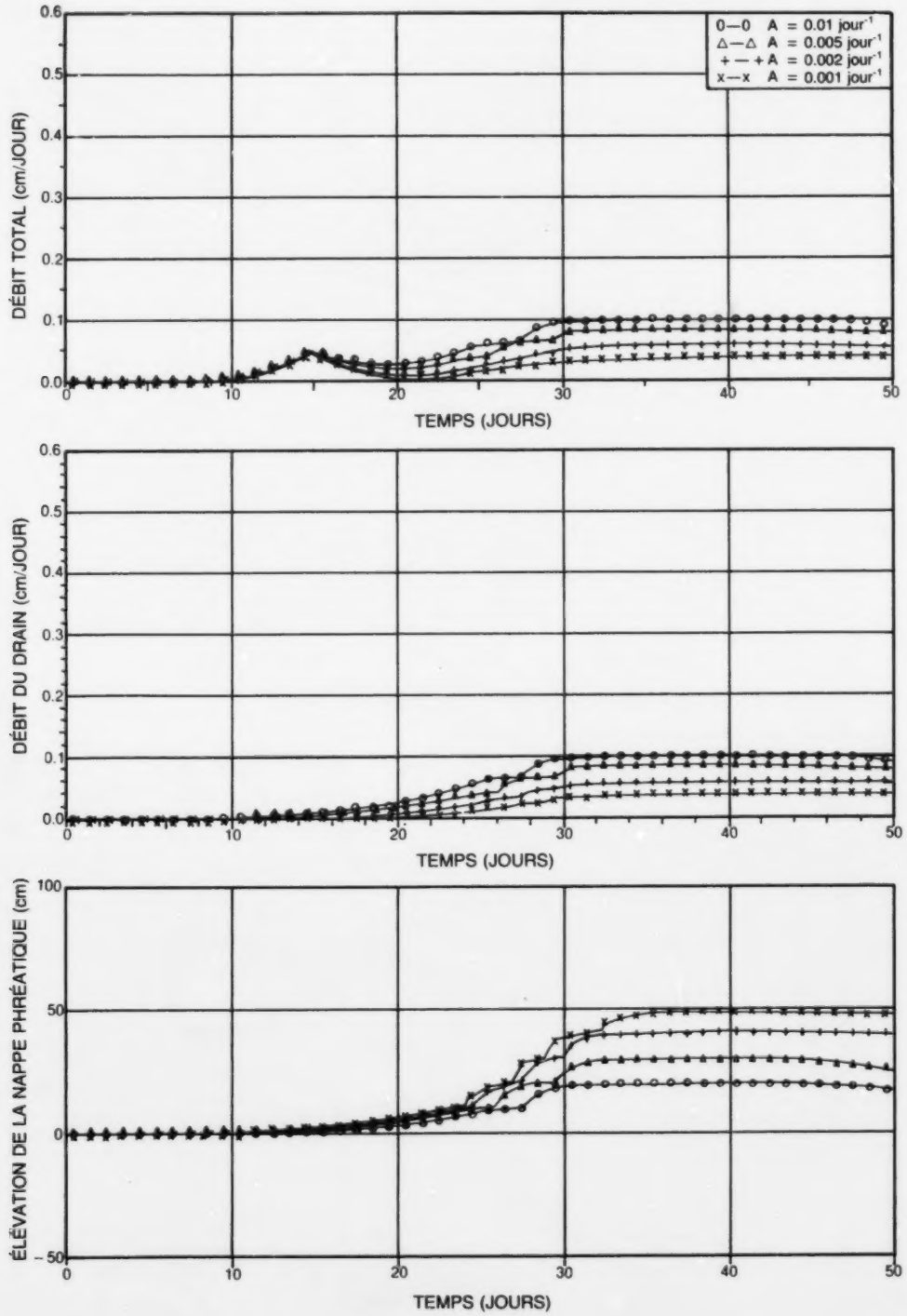


Figure 11. Effet de l'intensité de drainage A : sable, faible valeur K_o. K_o = 0.2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 100 cm ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

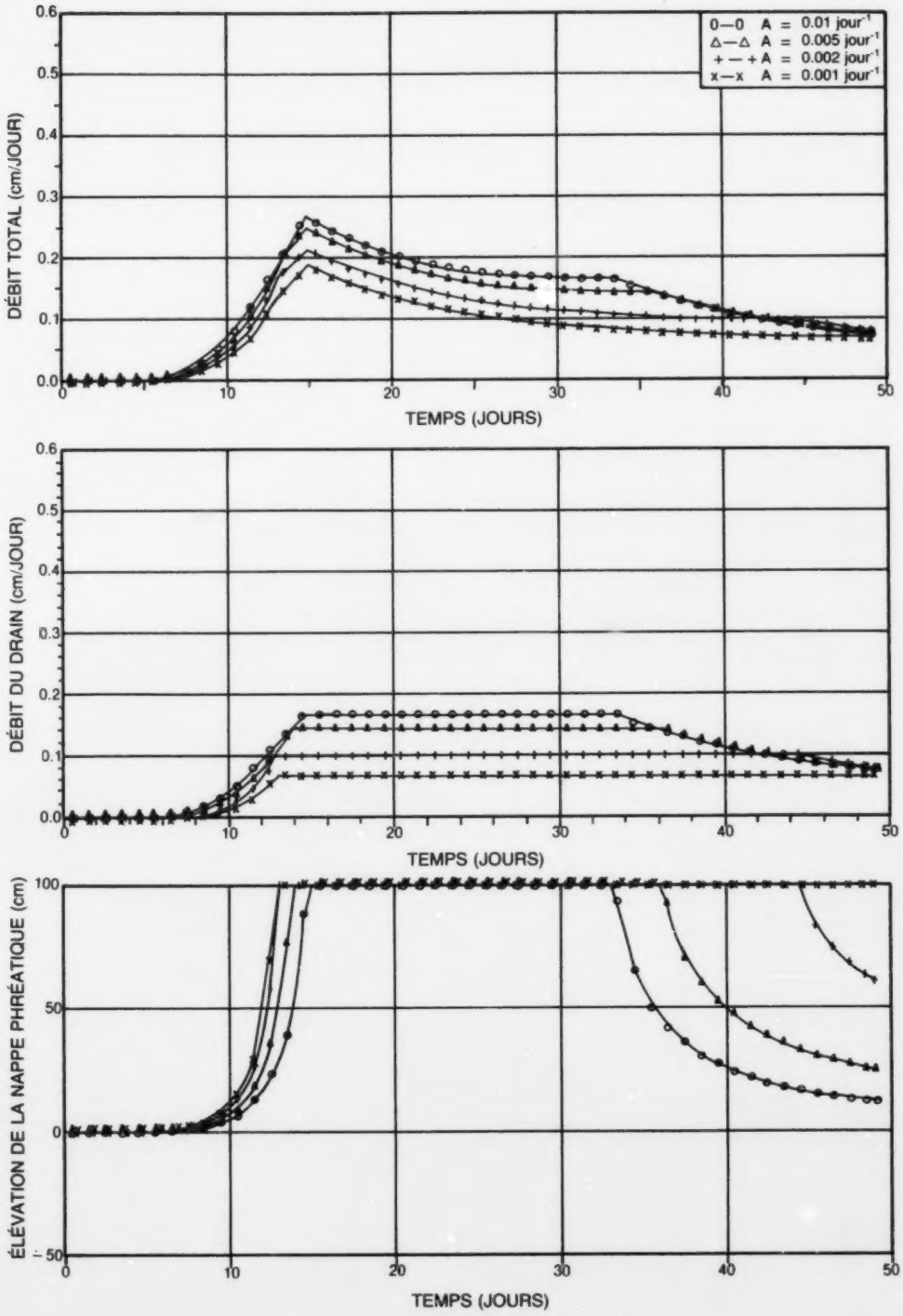


Figure 12. Effet de l'intensité de drainage A : loam sableux, faible valeur K_o. K_o = 0.2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 100 cm ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

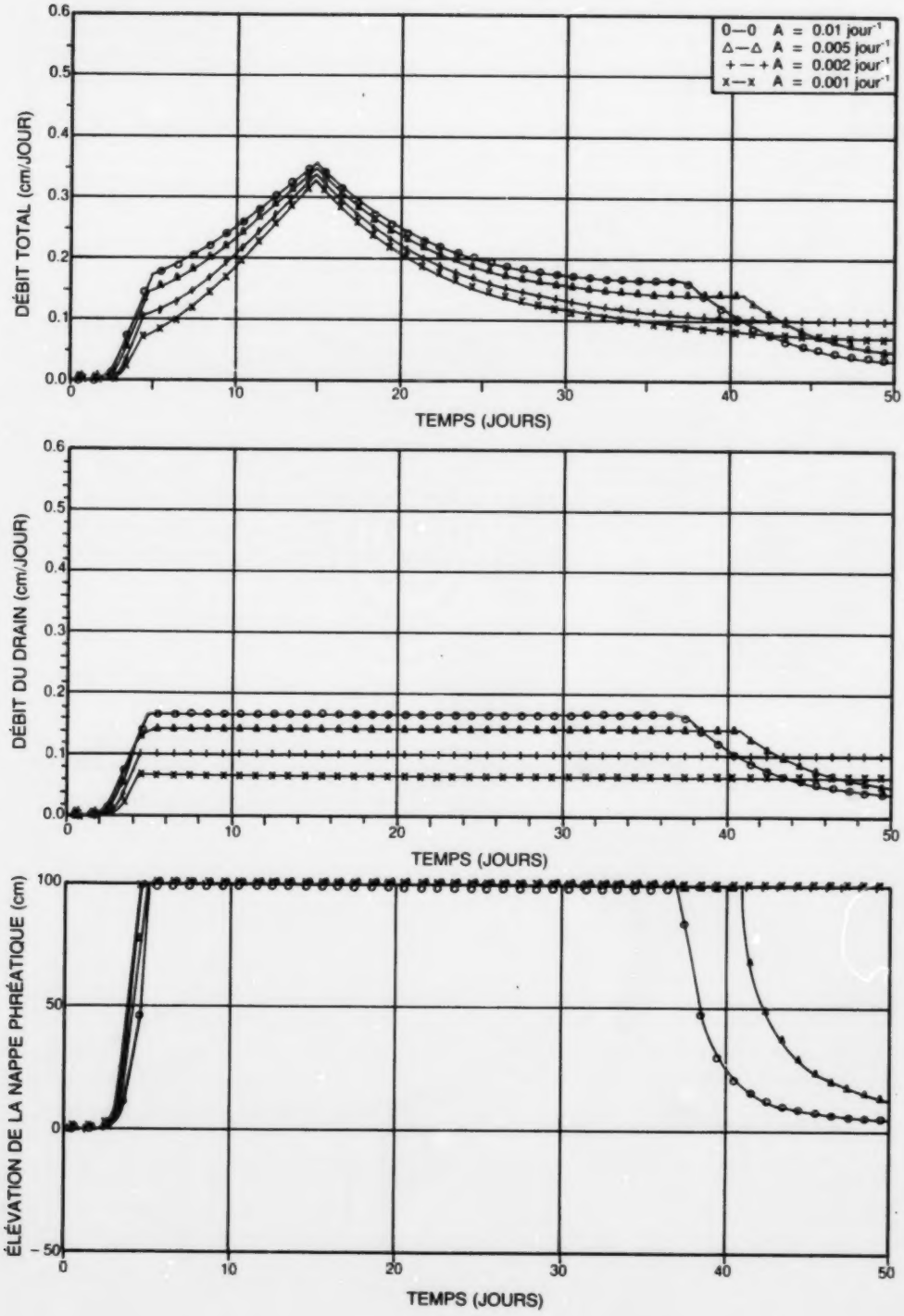


Figure 13. Effet de l'intensité de drainage A : loam argileux, faible valeur K_o. K_o = 0.2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 100 cm ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

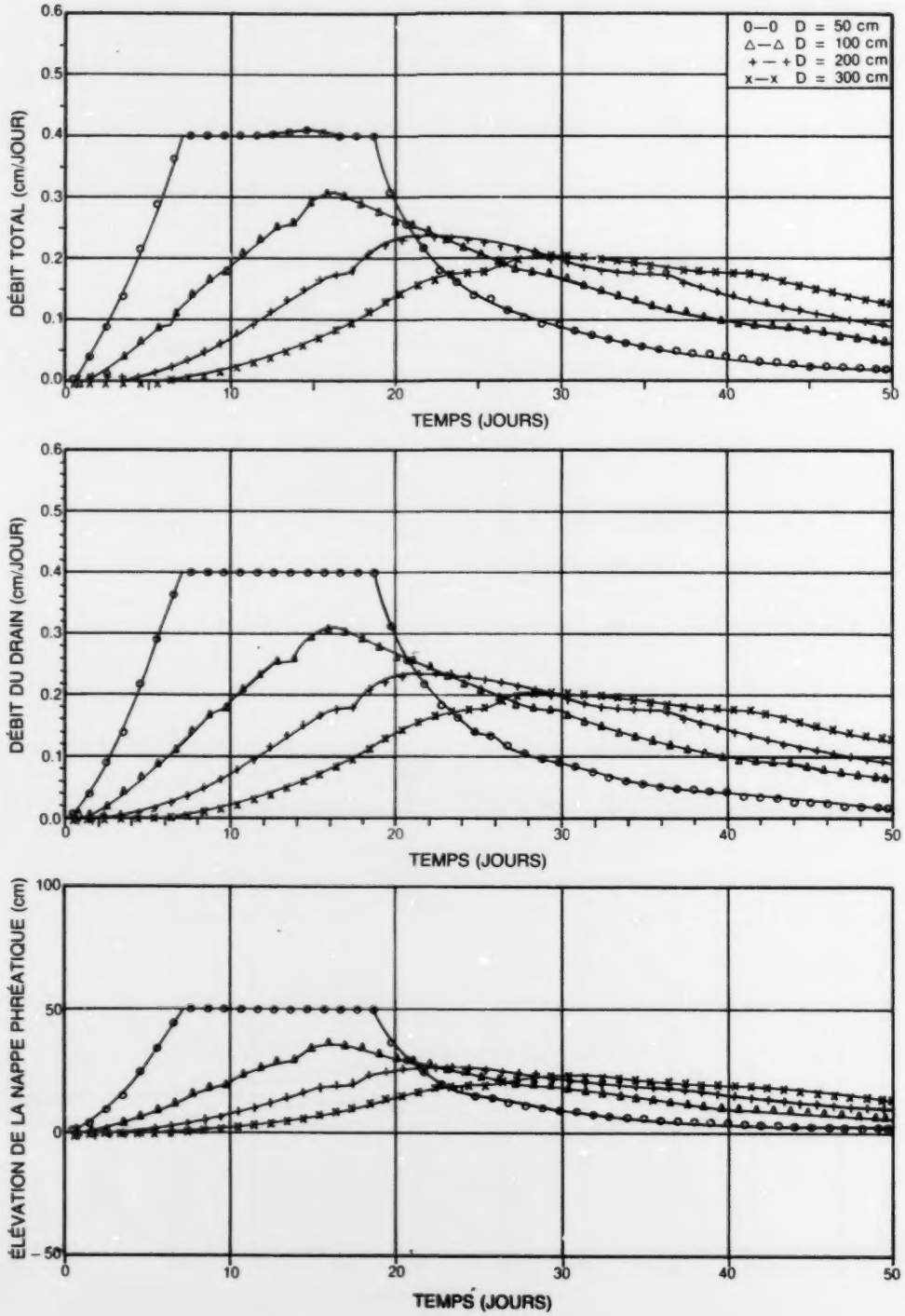


Figure 14. Effet de la profondeur des drains D : sable. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; A = 0.01 jour^{-1} ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

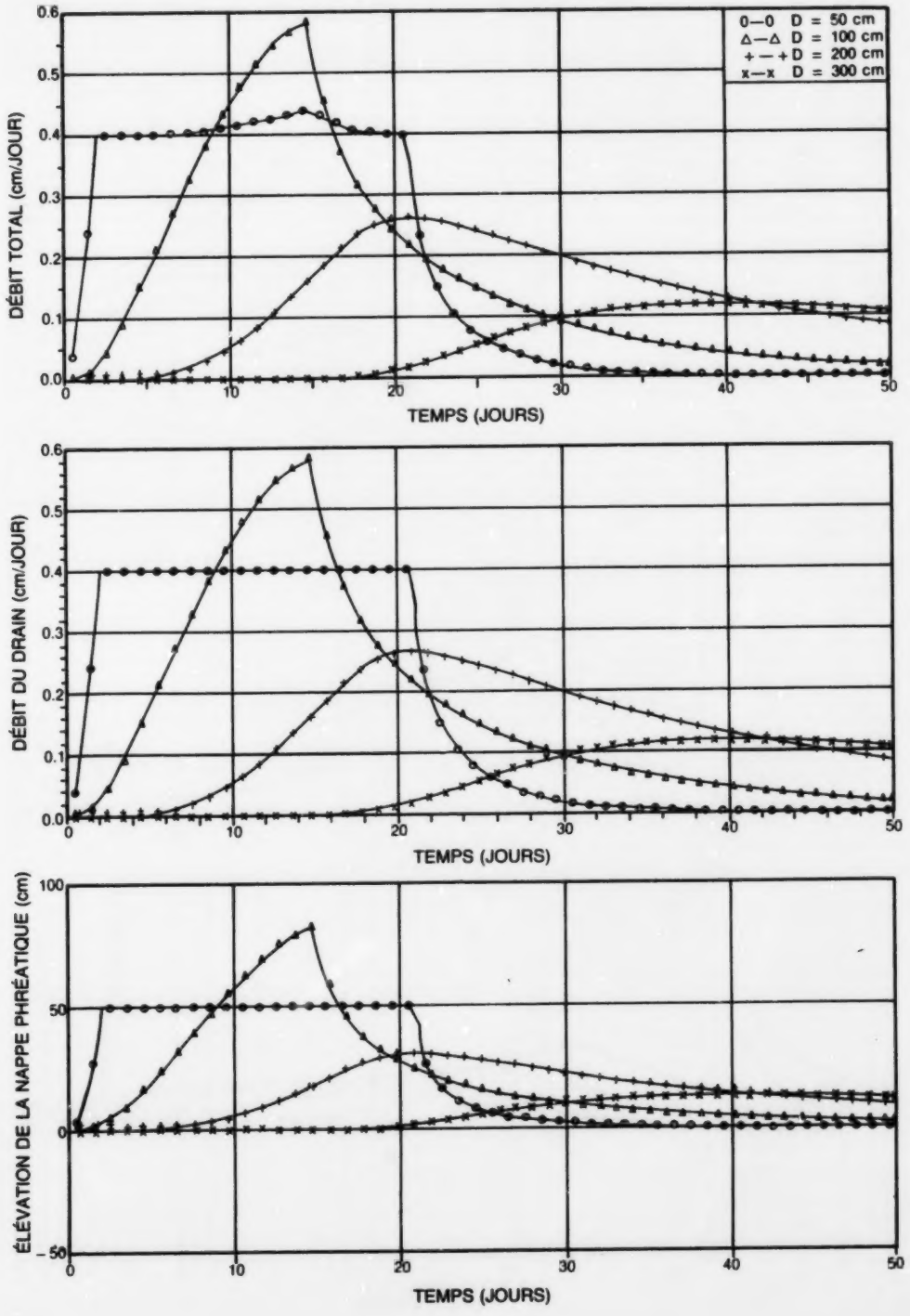


Figure 15. Effet de la profondeur des drains D : loam sableux. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; A = 0.01 jour^{-1} ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

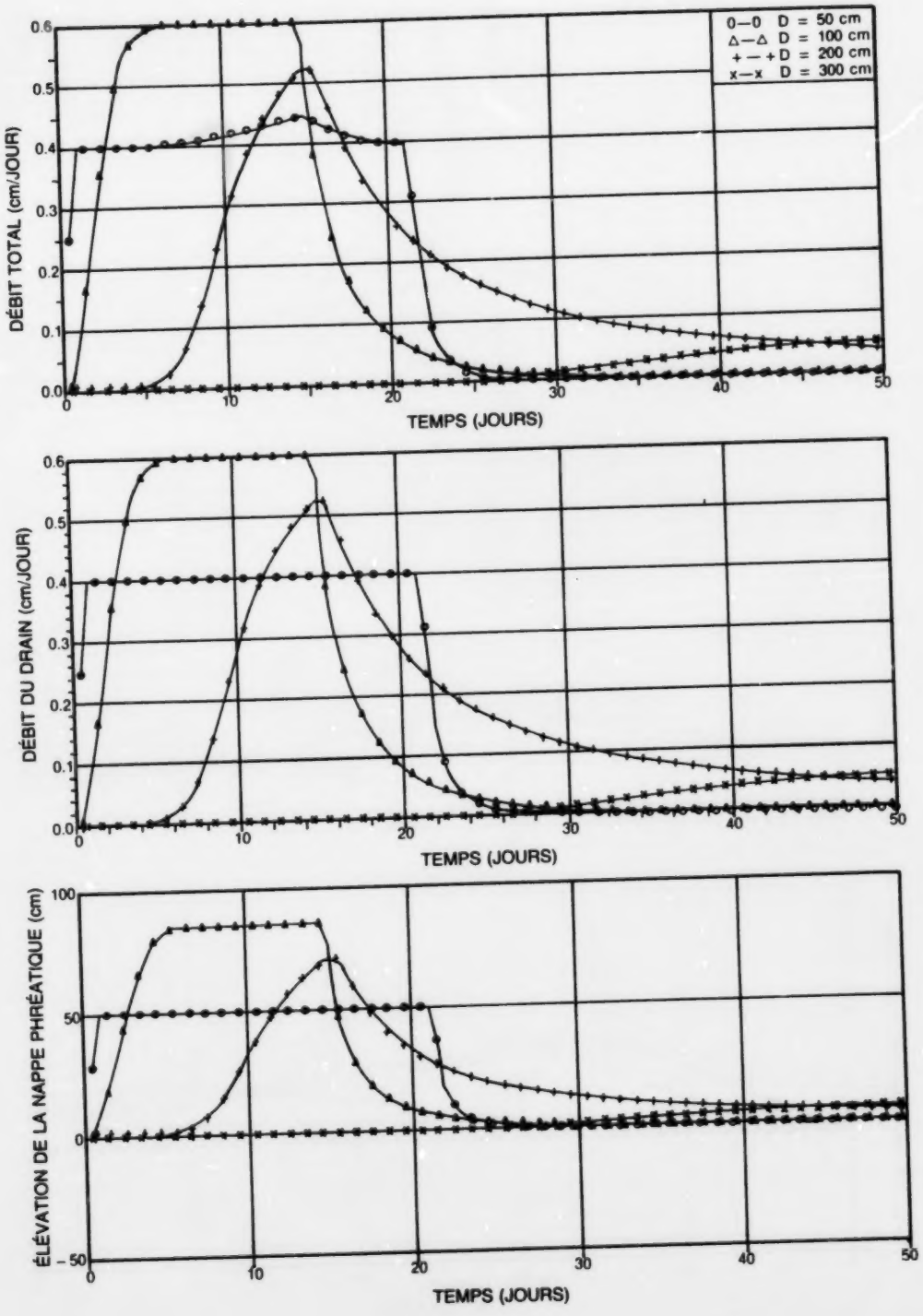


Figure 16. Effet de la profondeur des drains D : loam argileux. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; A = 0.01 jour^{-1} ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

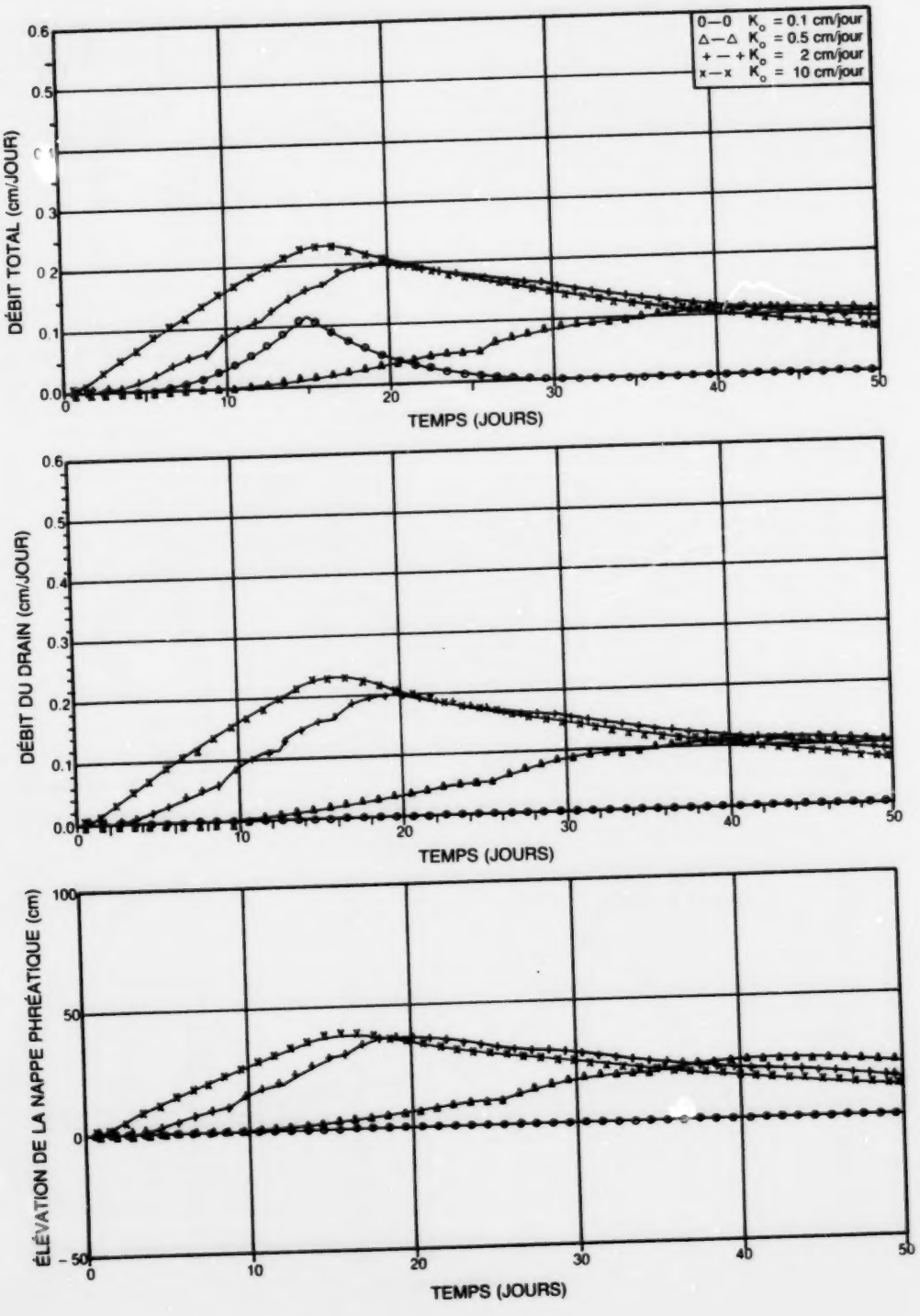


Figure 17. Effet de la conductivité en milieu saturé K_o : sable. α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm; A = 0.006 $jour^{-1}$; A_b = 0.01 cm^{-1} $jour^{-1}$; P_{max} = 0.4 cm.

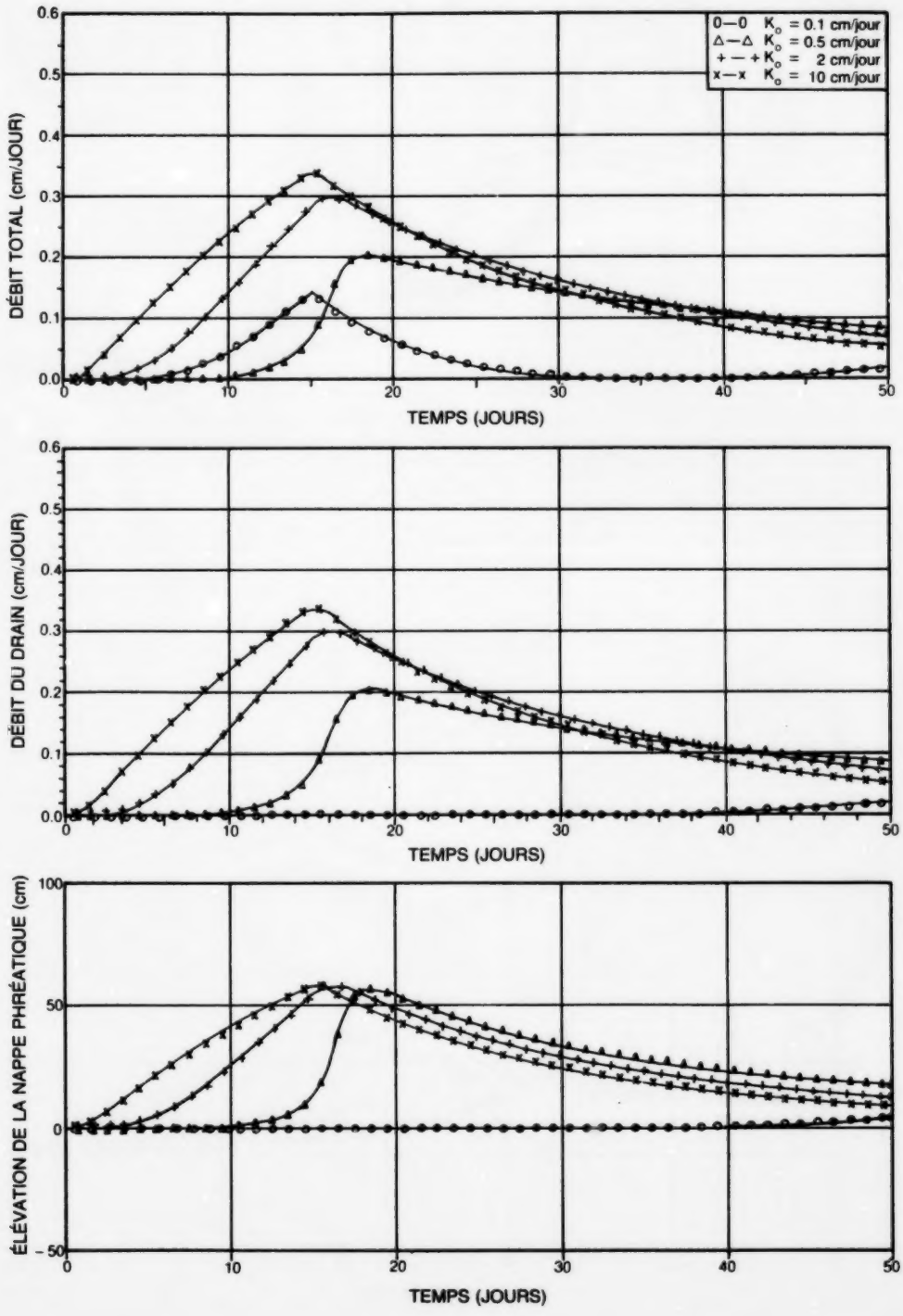


Figure 18. Effet de la conductivité en milieu saturé K_0 : loam sableux. α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm; A = 0.006 $jour^{-1}$; A_b = 0.01 cm^{-1} $jour^{-1}$; P_{max} = 0.4 cm.

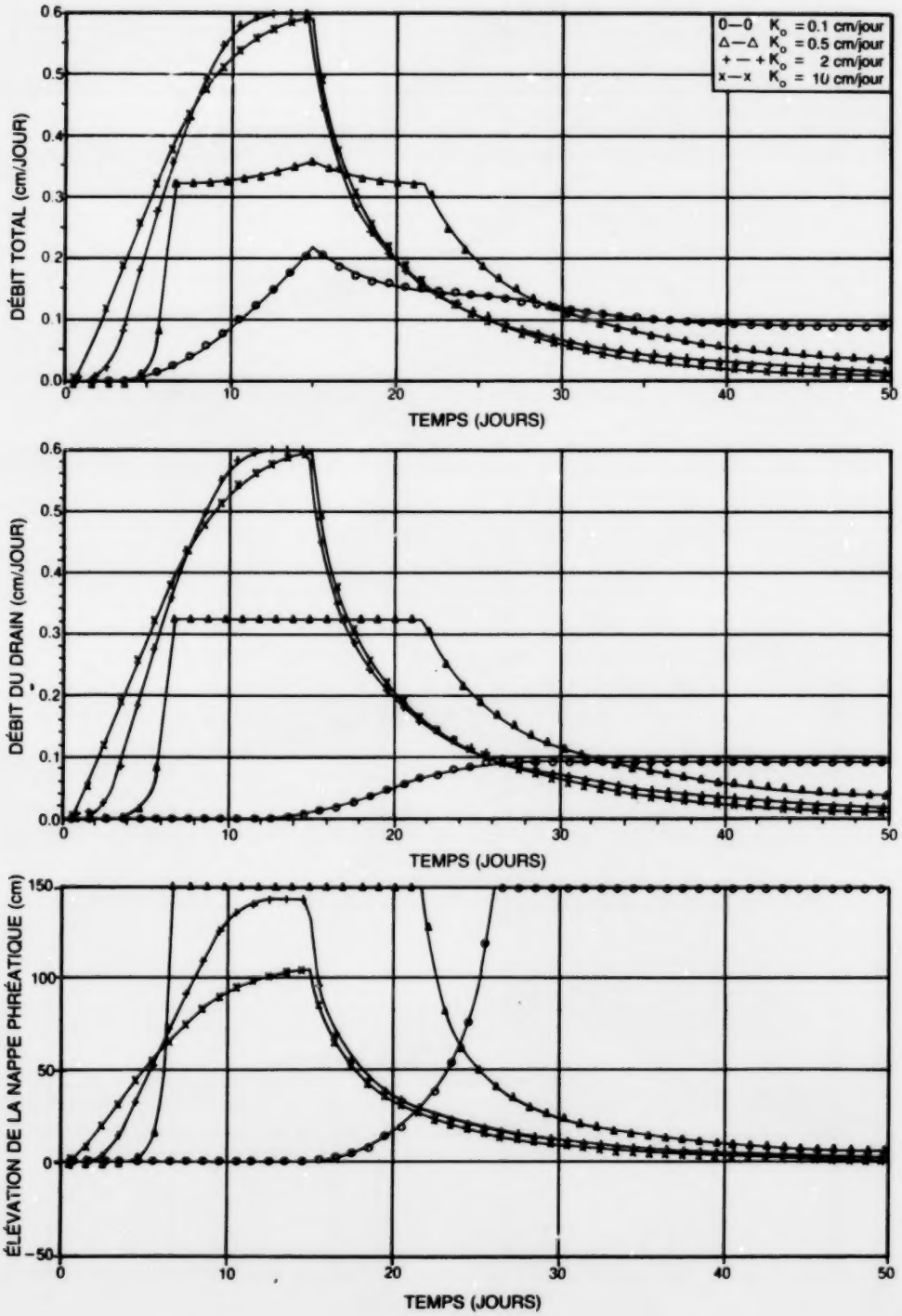


Figure 19. Effet de la conductivité en milieu saturé K_o : loam argileux. α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm; A = 0.006 $jour^{-1}$; A_b = 0.01 cm^{-1} $jour^{-1}$; P_{max} = 0.4 cm.

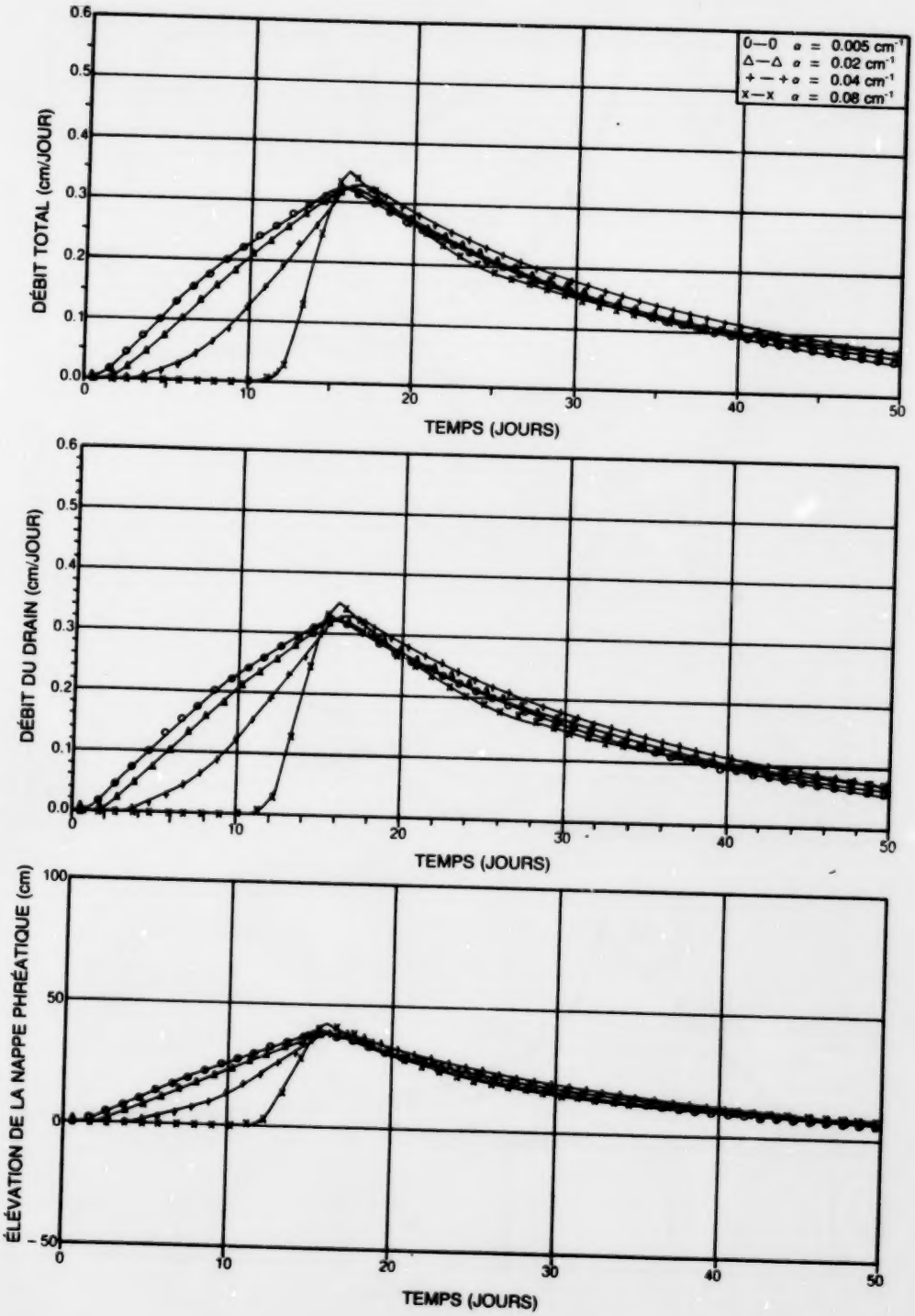


Figure 20. Effet de la variable alpha : sable. K_o = 2 cm jour^{-1} ; D = 100 cm; A = 0.01 jour^{-1} ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

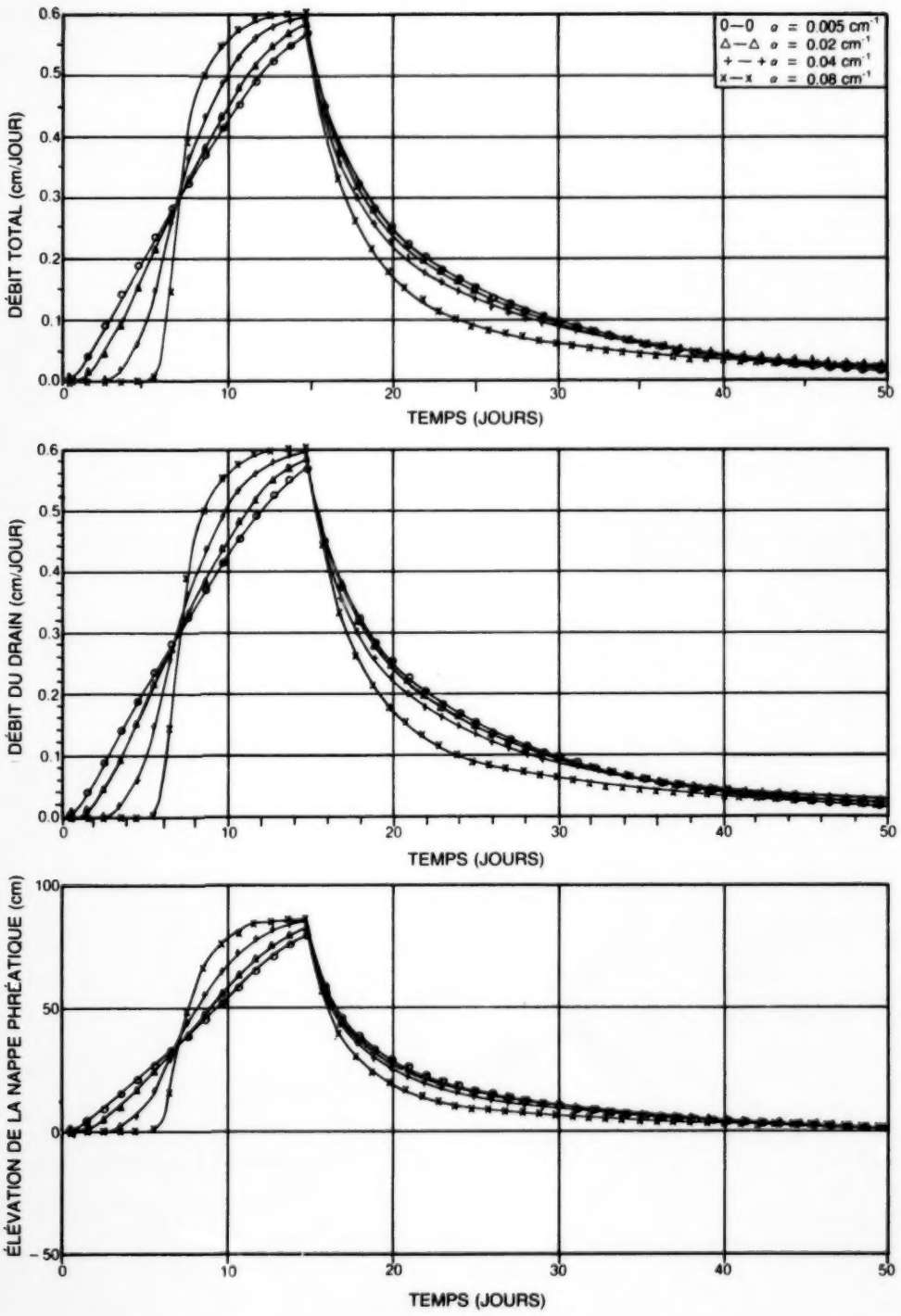


Figure 21. Effet de la variable alpha : loam sableux. K_o = 2 cm jour^{-1} ; D = 100 cm; A = 0.01 jour^{-1} ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

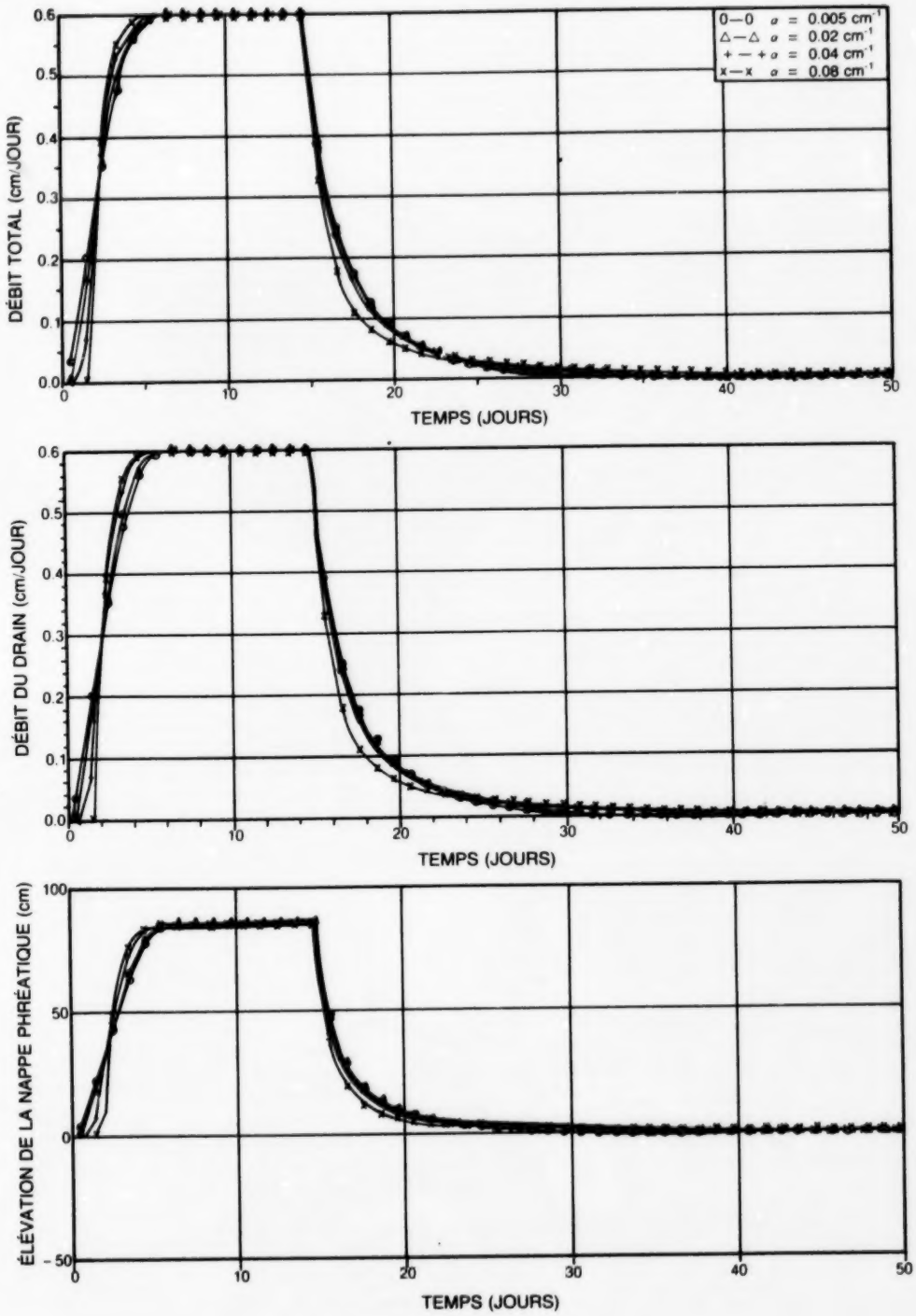


Figure 22. Effet de la variable alpha : loam argileux. K_o = 2 cm jour^{-1} ; D = 100 cm; A = 0.01 jour^{-1} ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

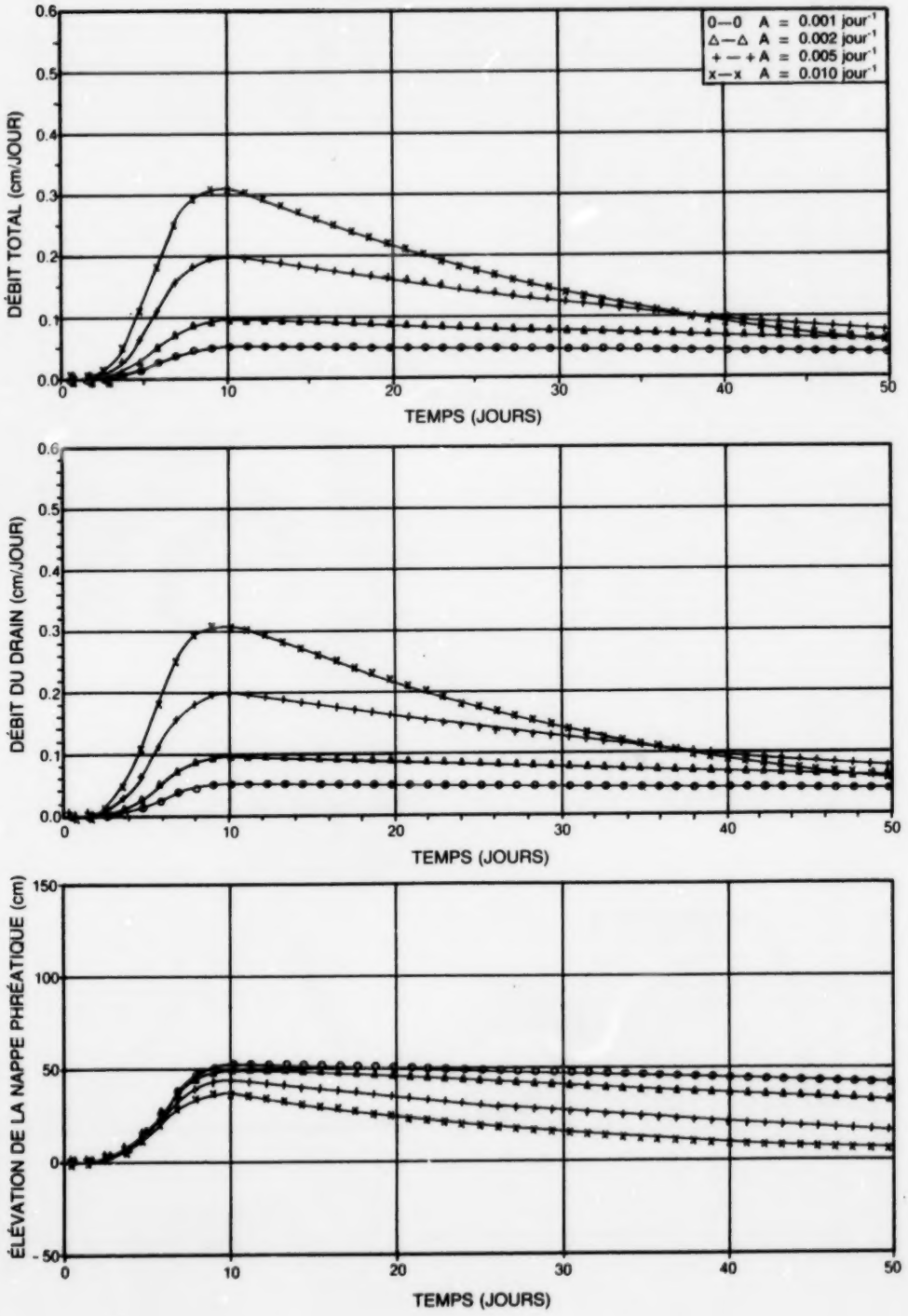


Figure 23. Intensité élevée, précipitation de courte durée : sable. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

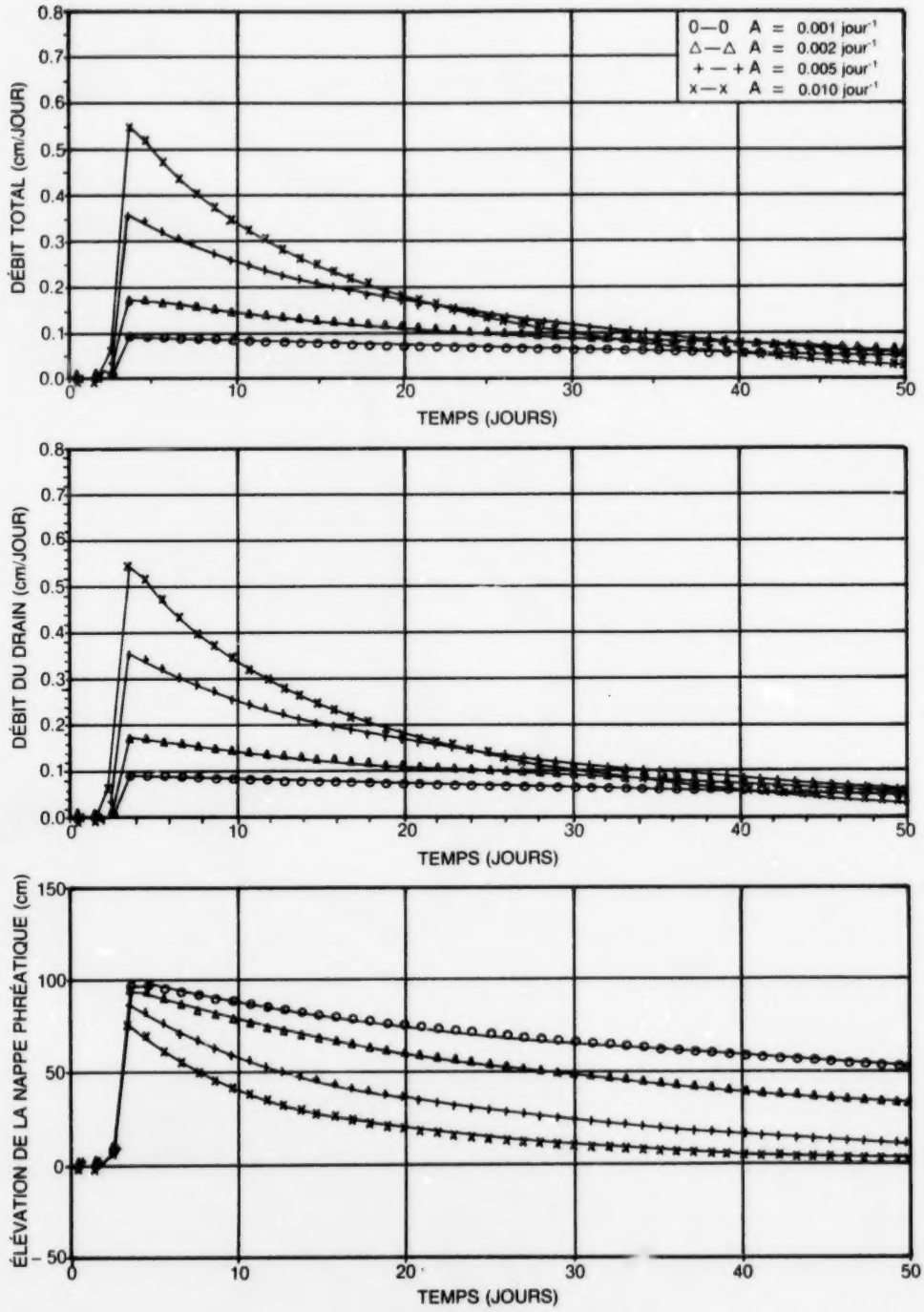


Figure 24. Intensité élevée, précipitation de courte durée : loam sableux. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

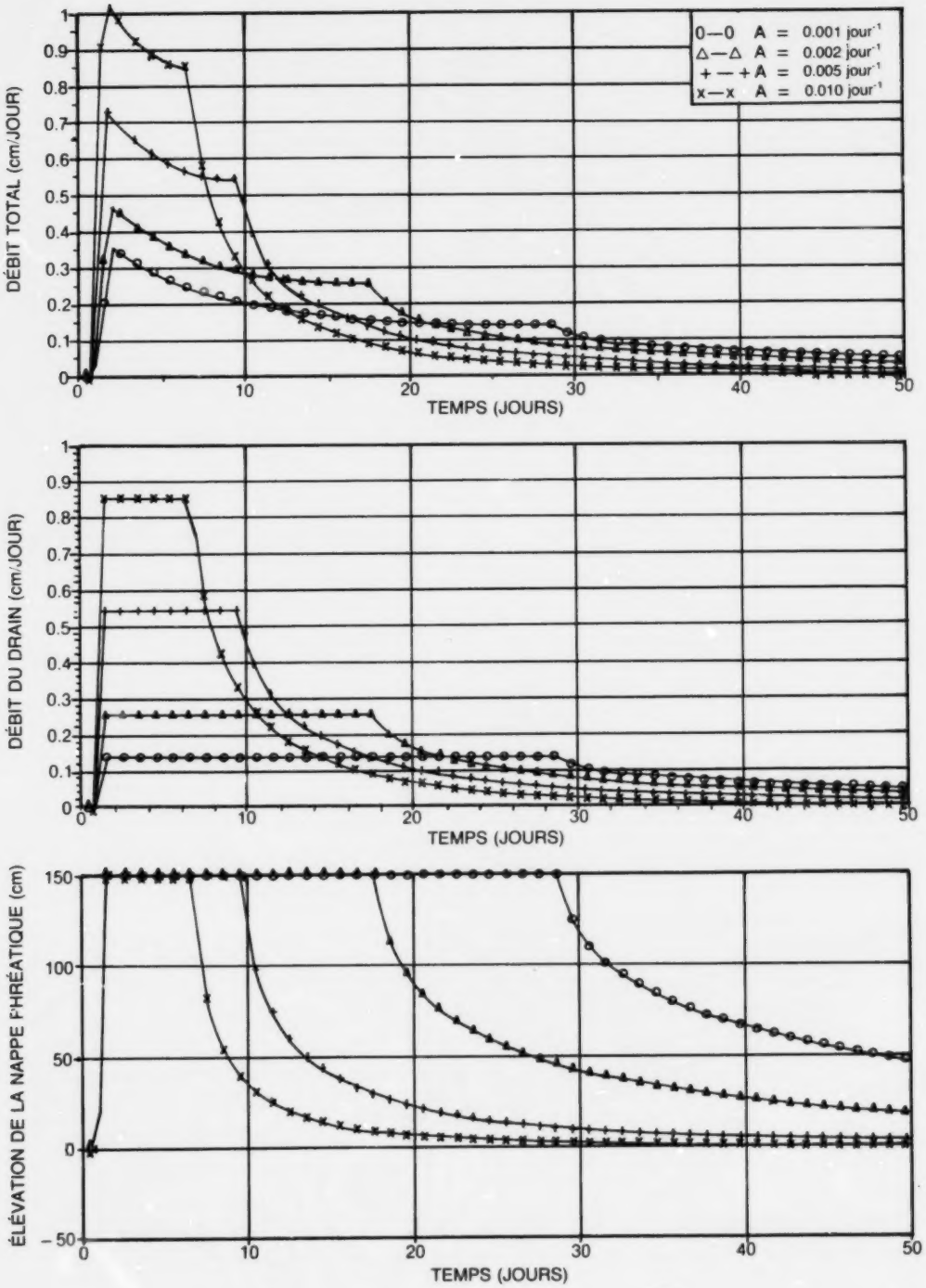


Figure 25. Intensité élevée, précipitation de courte durée : loam argileux. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm ; A_b = 0.01 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

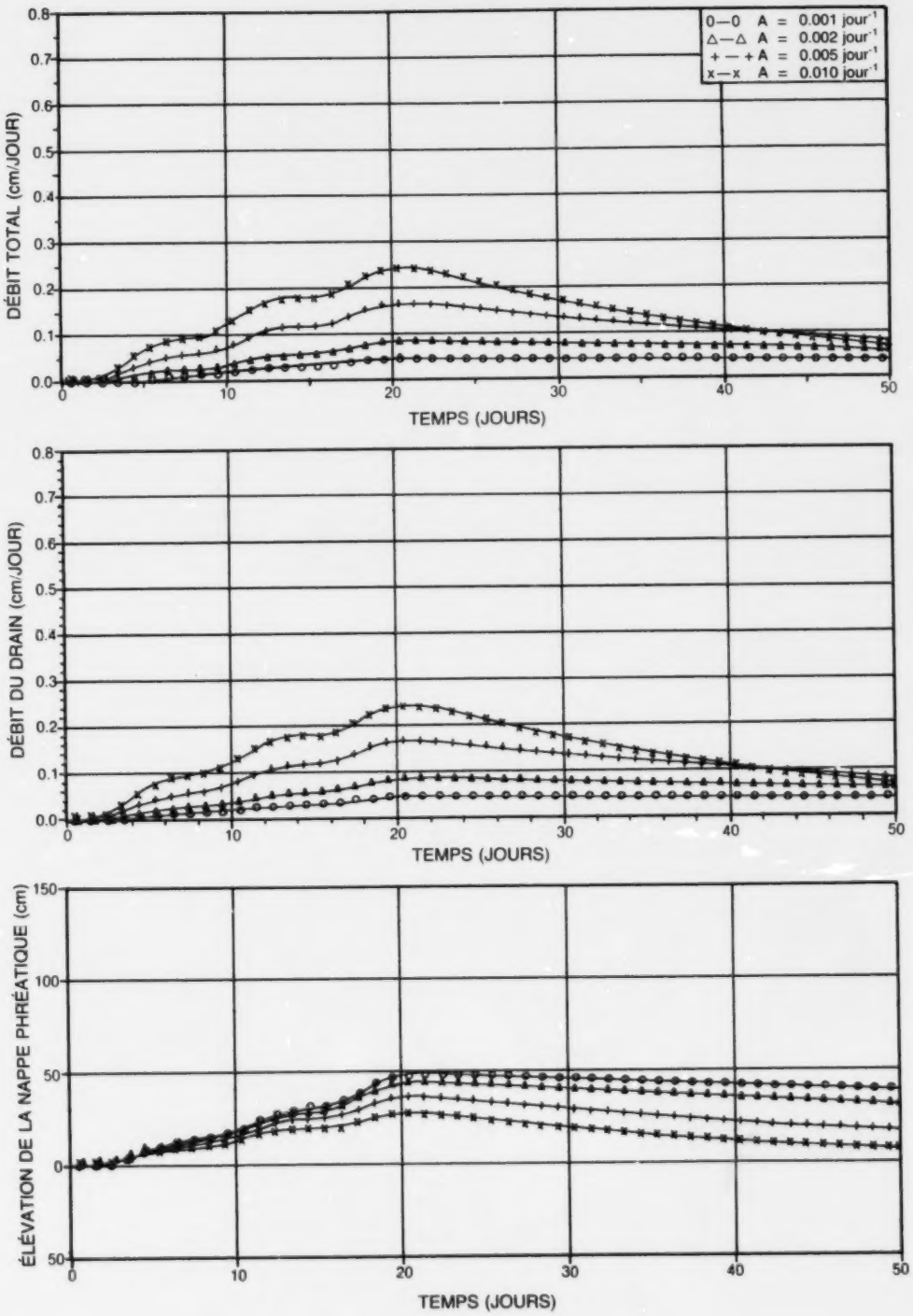


Figure 26. Trois gros orages d'une journée, à un intervalle d'une semaine : sable. K_0 = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm ; A_b = 0.2 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

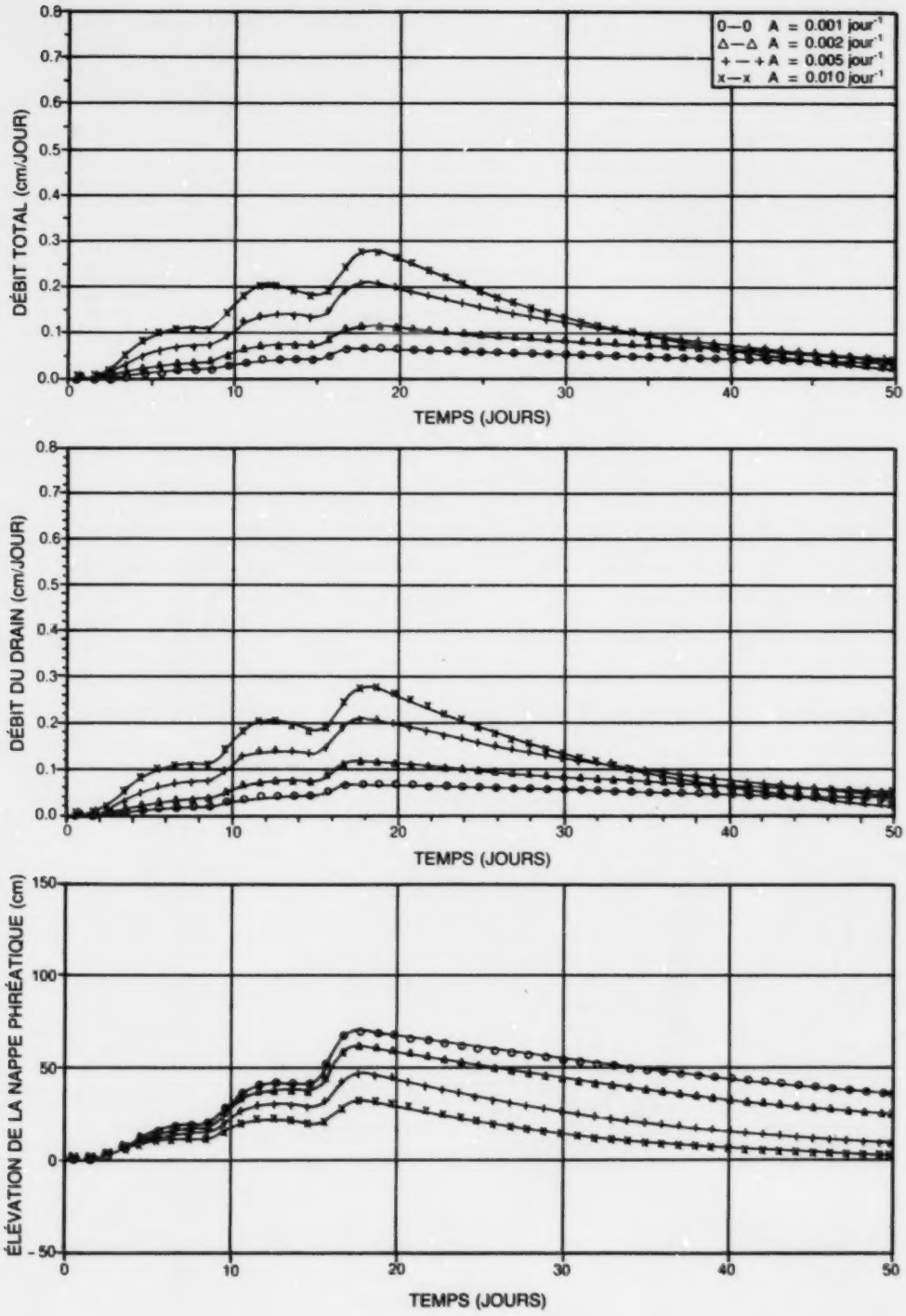


Figure 27. Trois gros orages d'une journée, à un intervalle d'une semaine : loam sableux. K_0 = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm; A_b = 0.2 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

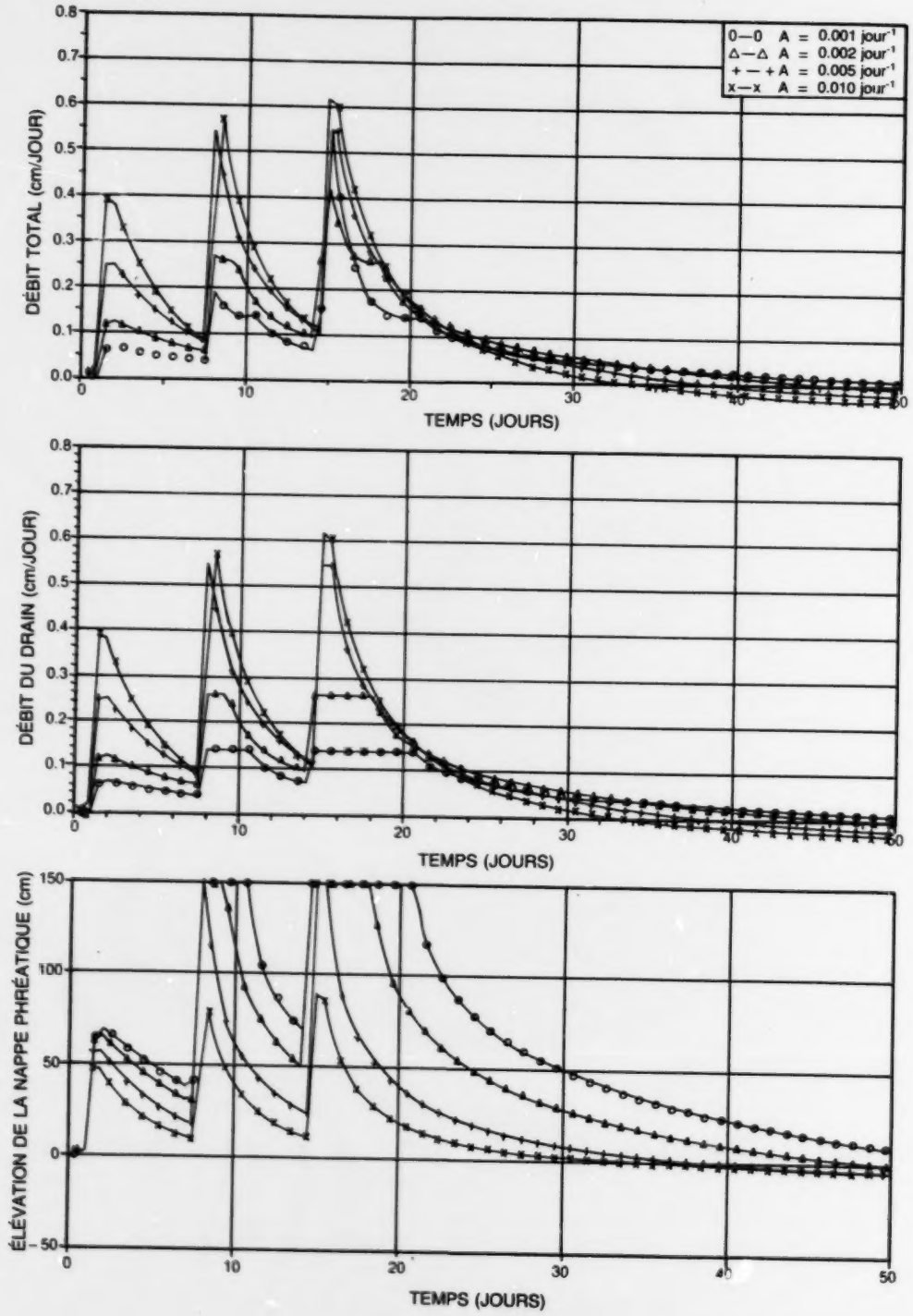


Figure 28. Trois gros orages d'une journée, à un intervalle d'une semaine : argile. K_o = 2 cm jour^{-1} ; α = 0.02 cm^{-1} ; D = 150 cm ; A_b = 0.2 cm^{-1} jour^{-1} ; P_{max} = 0.4 cm.

Annexe A
Code Fortran

```
      PROGRAM FLO(OUTPUT,TAPE1,TAPE6)                                   000100
C        SIMULATION OF INFILTRATION,GROUNDWATER AND SURFACE WATER       000110
C                                                                       000120
C                        DISCHARGE FROM DRAINED FIELDS                  000130
C                                                                       000140
C                              A.VANDENBERG                             000150
C                                                                       000160
C          THIS SIMULATION IS AN ADAPTATION OF PROGRAM FLOW ORIGINALLY   000170
C     DEVELOPED BY G.P.WIND AND DESCRIBED IN J.OF.HYDROLOGY,24(1975)1-20.000180
C     THE PRESENT MODEL ADDS A ROUTINE FOR SIMULATION OF SURFACE RUNOFF, 000190
C     FOR INPUT OF A STEADY FLUX FROM WHICH THE INITIAL MOISTURE DISTRI- 000200
C     BUTION IS CALCULATED,A FAST ITERATIVE (NEWTON) ROUTINE FOR THE CAL-000210
C     CULATION OF HEIGHT OF GROUNDWATER TABLE,AND PROVIDES THE OPTION OF 000220
C     WRITING A NUMBER OF VARIABLES-GROUNDWATER DISCHARGE,SURFACE DISCHAR000230
C     GE,TOTAL DISCHARGE - TO DISK,IN A FORMAT SUITABLE FOR PLOTTING.    000240
C                                                                       000250
C       DESCRIPTION OF INPUT VARIABLES.                                 000260
C                                                                       000270
C     VARIABLES ARE LISTED IN THE ORDER THEY HAVE TO APPEAR IN THE INPUT.000280
C      INPUT IS IN FREE FORMAT,EXCEPT FOR THE FIRST TWO CARDS,WHICH MAY  000290
C      CONTAIN 70 CHARACTERS EACH,WHICH WILL BE PRINTED AS A 2-LINE      000300
C      TITLE ON OUTPUT,COPIED ONTO FILE6 AND PRINTED AS A TITLE ON A     000310
C      PLOT CREATED FROM THIS FILE.                                      000320
C                                                                       000330
C     NUMSIM     =NUMBER OF SIMULATIONS.IF NUMSIM GT. 1 THEN NUMSIM OF THE000340
C                 FOLLOWING DATASETS MUST BE INPUT.                     000350
C     M          =NUMBER OF SOIL LAYERS                                 000360
C     DZ         =THICKNESS OF ALL SOIL LAYERS (CM)                     000370
C     ALF        =COEFFICIENT ALPHA IN THE EQ. FOR UNSAT.COND(1/CM)     000380
C     A          =COEFFICIENT IN HOOGHOUDTS EQUATION (1/DAY)            000390
C     AKO        =SATURATED CONDUCTIVITY (CM/DAY)                       000400
C     AB         =COEFFICIENT IN SURFACE RUNOFF EQ:QS=AB*(POOL-PMAX)**2 000410
C                 (1/(CM.DAY))                                          000420
C     PMAX       =POOL DEPTH ABOVE WHICH SURFACE DISCHARGE BEGINS (CM)  000430
C     DPRINT     =TIME INTERVAL AT WHICH RESULTS ARE TO BE PRINTED AND/OR 000440
C                 WRITTEN TO DISK (DAYS)                                000450
C     DELT       =PREFERRED LENGHT OF TIME STEP (DAYS),HOWEVER IF CALCULA-000460
C                 TED MAXIMUM LENGHT OF TIMESTEP IS LT. THEN DELT IT WILL 000470
C                 BE REPLACED BY THE CALCULATED VALUE.                  000480
C     TIME       =TIME AT BEGINNING OF SIMULATION,USUALLY ZERO (DAYS)   000490
C     NT         =NUMBER OF ENTRIES IN THE TABLE OF THE PSI-THETA FUNCTION000500
C     POOL       =INITIAL HEIGHT OF WATER POOLED ON THE SURFACE (CM).   000510
C     DITCH      =INITIAL HEIGHT OF WATER IN THE DITCH (CM)             000520
C     IOPT(1)    =OPTION SELECTOR NO. 1:                                000530
C                   =0,THEN M VALUES OF THE INITIAL MOISTURE ARE EXPECTED 000540
C                   =1 ,ONLY A VALUE OF QD, THE STEADY GROUNDWATER DISCHAR000550
C                       GE WILL BE READ,AND THE INITIAL MOISTURE        000560
C                       DISTRIBUTION CALCULATED.                        000570
C                   =2,M VALUES OF PSI WILL BE READ,AND INITIAL MOISTURE 000580
C                       DISTRIBUTION CALCULATED                         000590
C     IOPT(2)    =OPTION SELECTOR NO. 2                                 000600
C                   =0,EXTENDED OUTPUT FORMAT WITH COMPLETE MOISTURE     000610
C                       PROFILE IS PRINTED EACH DPRINT DAYS             000620
C                   =1  OUTPUT IS WITHOUT MOISTURE PROFILE,             000630
C                       BUT ALL INTERNAL FLOWS ARE LISTED               000640
C                   =2  OUTPUT LIMITED TO TIME ,THE STORAGES.PRECIP,POOL, 000650
C                       DITCH,TOTAL SOIL MOISTURE ABOVE DRAINS,AND THE  000660
```

```
C                    RATES.INFILTRATION,SURFACE DISCHARGE,GROUNDWATER  0006
C                    DISCHARGE,TOTAL DISCHARGE,Q(M-1),AND THE HEIGHT OF0006
C                    THE WATERTABLE.ONE LINE OF PRINT EACH TIME.       0006
C     IOPT(3)   =OPTION SELECTOR NO.3 :                                0007
C                  =0  NO TAPE WITH PLOT DATA WILL BE WRITTEN          0007
C                  =1  PLOTTING COORDINATES WILL BE WRITTEN TO TAPE6.  0007
C     THEY ARE THE VALUES OF:TIME,ACCUMULATED WATER IN DITCH,DEPTH OF  0007
C     WATER ON THE SURFACE(POOL),INFILTRATION RATE,WATER TABLE ELEVATION,0007
C     GROUNDWATER DISCHARGE RATE,SURFACE RUNOFF RATE AND TOTAL RUNOFF  0007
C     RATE.                                                            0007
C     TT(I),PP(I),I=1,NT .NT PAIRS OF VALUES OF MOISTURE AND PRESSURE, 0007
C                         DEFINING THE PSI-THETA FUNCTION (CHARACTERISTIC0007
C                         CURVE)FOR THE SOIL IN QUESTION .NOTE THAT    0007
C                         PRESSURE VALUES MUST HAVE A NEGATIVE SIGN AND0008
C                         MUST INCLUDE A VALUE OF MOISTURE FOR PSI=0.  0008
C                         TT IS IN (CM/CM) AND PP IN CM.               0008
C     THET(I),I=1,M  =ONLY TO BE ENTERED IF IOPT(1)=0 :M VALUES OF     0008
C                    INITIAL MOISTURE CONTENT (CM/CM)                  0008
C     PSI(I),I=1,M   =ONLY TO BE ENTERED IF IOPT(1)=2  :M VALUES OF    0008
C                  INITIAL PRESSURES (NEGATIVE OR 0,IN CM)             0008
C     QD           = ONLY TO BE ENTERED IF IOPT(1)=1 :ONE VALUE OF INITIAL 0008
C                   EQUILIBRIUM GROUNDWATER DISCHARGE ,ALWAYS POSITIVE  0008
C                   (CM/DAYS)                                          0008
C     NPER         =NUMBER OF DISTINCT PERIODS FOR WHICH A CONSTANT RAINFALL0009
C                   RATE IS GIVEN                                      0009
C     RAINTO(I),RATE(I),I=1,NPER . NPER PAIRS OF VALUES OF             0009
C                    RAINTO =TIME AT WHICH PERIOD ENDS (DAYS),NOT THE  0009
C                    THE INTERVAL TIME                                 0009
C                    RATE   =AVERAGE RATE OF RAIN OVER THE PERIOD (CM/DAY) 0009
C                                                                      0009
C               NOTE.ALL OF THE ABOVE DATA,EXCEPT NUMSIM,MUST BE REPEATED 0009
C                    NUMSIM TIMES.                                     0009
C**********************************************************************0009
C      STORAGE BLOCKS                                                  0010
C                                                                      0010
       COMMON TT(100),PP(100),NT                                       0010
       DIMENSION THET(50),AK(50),PSI(50),IOPT(3) ,RAINTO(100),RATE(100) 0010
      1 ,Q(100)                                                        0010
C**********************************************************************0010
C      OUTPUT FORMATS                                                  0010
C                                                                      0010
  100 FORMAT(/*      MOISTURE AND CONDUCTIVITY PROFILE*/                0010
     113X,*THETA(CM/CM)*,8X,*K(CM/DAY)*/(5X,E20.6,5X,F12.6))          0010
  101 FORMAT(*0   QD=*,F12.3,5X,*Z6=*,F12.3/)                         0011
  102 FORMAT(*0 MAXIMUM TIMESTEP=*,F15.5)                             0011
  103 FORMAT(*1*,4X,*TIME*,4X,*PRECIP*,6X,*POOL*,5X,*DITCH*,2X,       0011
     1*MOISTURE  INFILTR.*,4X,*RUNOFF*,2X,                            0011
     2*GW DISCH TOT DISCH    Q(M-1)  GW TABLE*)                       0011
  104 FORMAT(6F10.4)                                                  0011
  105 FORMAT(8A10)                                                    0011
  106 FORMAT(1X,8A10)                                                 0011
  200 FORMAT(* STORAGES*,4F10.5/* INFILT AND RUNOFF*,2F10.5/* INTERNAL F0011
     1LOWS*,(10F8.4)/)                                                0011
  300 FORMAT(*0   M*,8X,*DZ*,5X,*ALPHA*,9X,*A*,8X,*KO*,8X,*AB*,6X,*PMAX*,0012
     14X,*DPRINT*,6X,*DELT*,6X,*TIME NT POOL DITCH*/I4,9F10.3,I3,2F9.1/)0012
  400 FORMAT(* OPTIONS *,3I3//10X,*CHARACTERISTIC*//* PRESSURE(CM) MOIS(0012
     1CM/CM)*/)                                                       0012
```

```
  500 FORMAT(1X,2E12.4)                                                    001240
  600 FORMAT(/I5,1X,*RAIN PERIODS*//*  PERIOD  ENDS AT(DAYS)   RATE(CM/D001250
     1AY)*/)                                                               001260
  700 FORMAT(3X,I5,2F15.4)                                                 001270
  800 FORMAT(*0TIME,STEP,GW DISCH.,WATER TABLE,TOT DISCH *,5E15.6/)        001280
  900 FORMAT(F8.2,3X,2F10.4,3X,F10.4,4X,F11.2,2X,2F10.4,F14.4)             001290
 1000 FORMAT(1X,F8.1,E10.3,F10.3,E10.3,F10.2,5F10.3,E10.3)                 001300
 1100 FORMAT(1X,*QD TOO LARGE,RESET TO MAX. VALUE*,E12.4,*CM/DAY*)         001310
C                                                                         001320
*************************************************************************** 001330
C       READ DATA AND ECHO DATA TO PRINTED OUTPUT                         001340
C                                                                         001350
      READ(1,105)(PSI(I),I=1,16)                                          001360
      WRITE(6,105)(PSI(I),I=1,16)                                         001370
      PRINT 106,(PSI(I),I=1,16)                                           001380
      READ(1,*)NUMSIM                                                     001390
      DO 1 K=1,NUMSIM                                                     001400
      READ(1,*)M,DZ,ALF,A,AKO,AB,PMAX,DPRINT,DELT,TIME,NT,POOL,DITCH      001410
      PRINT 300,M,DZ,ALF,A,AKO,AB,PMAX,DPRINT,DELT,TIME,NT,POOL,DITCH     001420
      READ(1,*)(IOPT(I),I=1,3)                                            001430
      READ(1,*)(TT(I),PP(I),I=1,NT)                                       001440
      PRINT 400,(IOPT(I),I=1,3)                                           001450
      PRINT 500,(PP(I),TT(I),I=1,NT)                                      001460
*************************************************************************** 001470
C       INITIAL CALCULATIONS                                              001480
C                                                                         001490
      AA=EXP(ALF*DZ)                                                      001500
      M1=M-1                                                              001510
      AAR=SQRT(AA)                                                        001520
      DPRINT=DPRINT*.9999                                                 001530
      DEPTH=(M-1.)*DZ                                                     001540
      RNGE=TT(NT)-TT(1)                                                   001550
      DO 42 I=1,NT                                                        001560
   42 PP(I)=AKO*EXP(ALF*PP(I))                                            001570
C                                                                         001580
C       PP-VALUES OF TABLE WILL NOW HOLD CONDUCTIVITY VALUES              001590
C                                                                         001600
      IF(IOPT(1).EQ.1)GOTO2                                               001610
      IF(IOPT(1).EQ.2)GOTO3                                               001620
      READ(1,*)(THET(I),I=1,M)                                            001630
      DO 4 I=1,M                                                          001640
    4 CALL TABLE(THET(I), AK(I),1)                                        001650
      GOTO 5                                                              001660
    3 READ(1,*)(PSI(I),I=1,M)                                             001670
      DO 6 I=1,M                                                          001680
      AK(I)=AKO*EXP(ALF*PSI(I))                                           001690
    6 CALL TABLE(THET(I), AK(I),2)                                        001700
      GOTO 5                                                              001710
*************************************************************************** 001720
C       CALCULATE K AND THETA FOR ALL LAYERS FOR EQUILIBRIUM FLOW QD      001730
C                                                                         001740
    2 READ(1,*)QD                                                         001750
*********************************************************               001760
*                                                                         001770
*                        IF                                               001780
*  QD IS TOO HIGH IT WILL BE RECALCULATED;THE NEW VALUE                   001790
*  WILL BE THE MAXIMUM RATE AND WILL BE PRINTED ON THE                    001800
```

```
*  OUTOUT FILE.                                                          001810
*                                                                        001820
************************************************************            001830
      QDMAX=A*DEPTH                                                     001840
      QDMAX=QDMAX*AKO/(QDMAX+AKO)                                       001850
      IF(QD.LE.QDMAX)GOTO 77                                            001860
      QD=QDMAX                                                          001870
      ZG=DEPTH                                                          001880
      NSAT=M                                                            001890
      PRINT 1100,QD                                                     001900
      GOTO 78                                                           001910
   77 ZG=QD*AKO/(A*(AKO-QD))                                            001920
      NSAT=ZG/DZ +1.000001                                              001930
      PART=ZG-NSAT*DZ                                                   001940
      AP=EXP(-ALF*PART)                                                 001950
      AK(NSAT+1)=(QD*(AP-1.)+AKO)/AP                                    001960
      IF(NSAT.LT.1)GOTO 81                                              001970
   78 DO 7 I=1,NSAT                                                     001980
      THET(I)=TT(NT)                                                    001990
    7 AK(I)=AKO                                                         002000
   81 IB=NSAT+2                                                         002010
      IF(IB.GT.M)GOTO10                                                 002020
      DO 8 I=IB,M                                                       002030
    8 AK(I)=(QD*(AA-1.)+AK(I-1))/AA                                     002040
      IB=NSAT+1                                                         002050
      DO 9 I=IB,M                                                       002060
    9 CALL TABLE(THET(I), AK(I),2)                                      002070
      GOTO 10                                                           002080
************************************************************************002090
C      COUNT NUMBER OF SATURATED LAYERS AND STORE IN NSAT                002100
C                                                                       002110
   5  NSAT=0                                                           002120
      DO 13 I=1,M                                                       002130
      IF(THET(I).LT.TT(NT))GOTO 14                                      002140
      NSAT=NSAT+1                                                       002150
   13 CONTINUE                                                          002160
C                                                                       002170
C      CALCULATE WATERTABLE ELEVATION WITH SUBROUTINE NEWT              002180
C                                                                       002190
   14 ZG=NSAT*DZ                                                        002200
      CALL NEWT(AK(NSAT+1),AKO,DZ,A,ALF,ZG,NSAT)                        002210
C                                                                       002220
C      CALCULATE NUMBER OF SAT. LAYERS,NSAT,AND QD                      002230
C                                                                       002240
      NSAT=ZG/DZ+1.000000                                               002250
      THET(NSAT)=TT(NT)                                                 002260
      AK(NSAT)=AKO                                                      002270
      QD=A*ZG*AKO/(AKO+A*ZG)                                            002280
      PART=ZG-NSAT*DZ                                                   002290
C                                                                       002300
C      PRINT INITIAL VALUES OF THETA AND K IN PROFILE,QD,ZG AND         002310
C      RAINFALL DATA                                                    002320
C                                                                       002330
   10 PRINT 100,(THET(M+1-I),AK(M+1-I),I=1,M)                           002340
      PRINT  101,QD,ZG                                                  002350
      READ(1,*)NPER                                                     002360
      READ(1,*)(RAINTO(I),RATE(I),I=1,NPER)                             002370
```

```
      PRINT 600,NPER                                                          002380
      PRINT 700,(I,RAINTO(I),RATE(I),I=1,NPER)                                002390
      IF(IOPT(3).EQ.1)WRITE(6,104)AKO,ALF,DEPTH,AB,A,DZ                       002400
*************************************************************************** 002410
C                                                                             002420
C       CALCULATE MAXIMUM ALLOWABLE TIMESTEP DT                               002430
C                                                                             002440
      DT=1.E12                                                                002450
      DO 11 I=2,NT                                                            002460
      DU=(TT(I)-TT(I-1))/(PP(I)-PP(I-1))                                      002470
      IF(DU.LT.DT)DT=DU                                                       002480
   11 CONTINUE                                                                002490
      DT=.95*DZ*DT*(AA-1.)/(AA+1.)                                            002500
      IF(DT.GT.DELT)DT=DELT                                                   002510
      PRINT  102,DT                                                           002520
      PRNT=0.                                                                 002530
      PRECIP=0.                                                               002540
      IF(IOPT(2).GE.2)PRINT 103                                               002550
      DO 16 IP=1,NPER                                                         002560
      IPTEST=0                                                                002570
**************      ******************      ******************      ********002580
C                                                                             002590
C       INCREMENT TIME AND START NEW ITERATION                                002600
C                                                                             002610
**************      ******************      ******************      ********002620
   31 TIME=TIME+DT                                                            002630
      DTA=DT                                                                  002640
C                                                                             002650
C       TEST FOR END OF RAIN PERIOD AND ADJUST TIMESTEP IF NECESSARY          002660
C                                                                             002670
      IF(TIME.LT.RAINTO(IP))GOTO 17                                           002680
      DTA=RAINTO(IP)+DTA-TIME                                                 002690
      TIME=RAINTO(IP)                                                         002700
      IPTEST=1                                                                002710
   17 PRNT=PRNT+DTA                                                           002720
      NSA=NSAT+1                                                              002730
      IF(NSAT.GT.0)Q(NSAT)=-QD                                                002740
      IF(NSA.GE.M)GOTO 27                                                     002750
      DO 18 I=NSA,M1                                                          002760
   18 Q(I)=(AK(I)-AK(I+1)*AA)/(AA-1.)                                         002770
      IF(NSA.GT.1) GOTO 34                                                    002780
      NSA=2                                                                   002790
      THET(1)=THET(1)-(QD+Q(1))*DTA/DZ                                        002800
   34 DO 21 I=NSA,M1                                                          002810
   21 THET(I)=(Q(I-1)-Q(I))*DTA/DZ+THET(I)                                    002820
      NSA=NSAT+1                                                              002830
      DROS=0.                                                                 002840
      IF(THET(NSA).LE.TT(NT))GOTO 27                                          002850
      DROS=THET(NSA)-TT(NT)                                                   002860
   27 THET(M)=THET(M)+Q(M1)*DTA/DZ                                            002870
      PREVAP=RATE(IP)*DTA                                                     002880
      IF(PREVAP.GE.0.)GOTO 35                                                 002890
      IF(POOL+PREVAP.GE.0.)GOTO 35                                            002900
      PRECIP=PRECIP+POOL                                                      002910
      EVAP=PREVAP+POOL                                                        002920
      EVAP=EVAP*(THET(M)-TT(1))/RNGE                                          002930
      POOL=0.                                                                 002940
```

```
      EMAX=(TT(1)-THET(M))*DZ                                           002950
      IF(EVAP.LT.EMAX)EVAP=EMAX                                         002960
      PRECIP=PRECIP-EVAP                                                002970
      THET(M)=THET(M)+EVAP/DZ                                           002980
      DISCHA=0.                                                         002990
      RINF=EVAP                                                         003000
      GOTO 30                                                           003010
   35 POOL=POOL+PREVAP                                                  003020
      PRECIP=PRECIP-PREVAP                                              003030
*************************************************************************003040
C       AMAXI=MAXIMUM INFILTRATION VOLUME TOP LAYER CAN ABSORB          003050
C                                                                       003060
      AMAXI=(TT(NT)*.9999-THET(M))*DZ                                   003070
C                                                                       003080
C       RINF=TOTAL VOLUME INFILTRATING DURING TIMESTEP                  003090
C                                                                       003100
      RINF=(AKO*AAB-AK(M))/(AAB-1.)*DTA                                 003110
      DIF=POOL-PMAX                                                     003120
      DISCHA=0.                                                         003130
C                                                                       003140
C       BALANCING DISCHA(=SURFACE RUNOFF) AND RINF                      003150
*************      ******************     ******************      ********003160
      IF(DIF.LE.0.)GOTO 23                                              003170
      DISCHA=AB*DIF*DIF*DTA                                             003180
      IF(DISCHA.GT.DIF)DISCHA=DIF                                       003190
   23 IF(RINF.GT.AMAXI)RINF=AMAXI                                       003200
      TOT=RINF+DISCHA                                                   003210
      IF(TOT.LE.POOL)GOTO 24                                            003220
      RINF=RINF*POOL/TOT                                                003230
      DISCHA=DISCHA*POOL/TOT                                            003240
   24 THET(M)=THET(M)+RINF/DZ                                           003250
      POOL=POOL-RINF-DISCHA                                             003260
      IF(NSA.LT.M)GOTO 30                                               003270
      DROS=0.                                                           003280
      IF(THET(M).LT.TT(NT))GOTO 30                                      003290
      DROS=THET(M)-TT(NT)                                               003300
   30 DITCH=DITCH+DISCHA +QD*DTA+DROS*DZ                                003310
      DO 25 I=NSA,M                                                     003320
   25 CALL TABLE(THET(I),AK(I), 1)                                      003330
      IF(DROS.LE.0.)GOTO 29                                             003340
      NSA=NSA+1                                                         003350
      NSAT=NSAT+1                                                       003360
   29 CALL NEWT(AK(NSA),AKO,DZ,A,ALF,ZG,NSAT)                           003370
      NSAT=ZG/DZ+1.000001                                               003380
      PART=ZG-NSAT*DZ                                                   003390
      QD=A*ZG*AKO/(AKO+A*ZG)                                            003400
C                                                                       003410
C       SUM=TOTAL SOIL MOISTUTE                                         003420
C                                                                       003430
      SUM=NSAT*TT(NT)*DZ                                                003440
      N2=NSAT+1                                                         003450
      DO 26 I=N2,M                                                      003460
   26 SUM=SUM+THET(I)*DZ                                                003470
      IF(PRNT.LT.DPRINT)GOTO 28                                         003480
      PRNT=0.                                                           003490
      TOT=  QD+DISCHA/DTA                                               003500
      RINF=RINF/DTA                                                     003510
```

```
      DISCHA=DISCHA/DTA                                                 003520
      IF(IOPT(2).LT.2)GOTO 32                                           003530
      PRINT 1000,TIME,PRECIP,POOL,DITCH,SUM,RINF,DISCHA,QD,TOT,Q(M1),ZG 003540
      GOTO 33                                                           003550
   32 PRINT 800,TIME,DTA,QD,ZG,TOT                                      003560
      PRINT 200,PRECIP,POOL,DITCH,SUM,RINF,DISCHA,(Q(I),I=1,M1)         003570
      IF(IOPT(2).EQ.1)GOTO 33                                           003580
      PRINT 100,(THET(M+1-I),AK(M+1-I),I=1,M)                           003590
   33 IF(IOPT(3).EQ.0)GOTO 28                                           003600
      WRITE(6,900)TIME,DITCH,POOL,RINF,ZG,QD,DISCHA,TOT                 003610
   28 IF(IPTEST.EQ.1)GOTO 16                                            003620
      GOTO 31                                                           003630
   16 CONTINUE                                                          003640
      P=0.                                                              003650
      IF(IOPT(3).EQ.1)WRITE(6,900)P                                     003660
    1 CONTINUE                                                          003670
      STOP                                                              003680
      END                                                               003690
```

```
      SUBROUTINE TABLE(T,P,IS)                                          003700
      COMMON TT(100),PP(100),NT                                         003710
      IF(IS.EQ.2)GOTO 1                                                 003720
      IF(T.LE.TT(1))GOTO 2                                              003730
      IF(T.GE.TT(NT))GOTO3                                              003740
      DO 4 I=2,NT                                                       003750
      IF(T.LT.TT(I))GOTO 5                                              003760
    4 CONTINUE                                                          003770
    5 FAC=(T-TT(I-1))/(TT(I)-TT(I-1))                                   003780
      P=FAC*(PP(I)-PP(I-1))+PP(I-1)                                     003790
      RETURN                                                            003800
    2 P=PP(1)                                                           003810
      RETURN                                                            003820
    3 P=PP(NT)                                                          003830
      T=TT(NT)                                                          003840
      RETURN                                                            003850
    1 IF(P.LE.PP(1))GOTO 12                                             003860
      IF(P.GE.PP(NT))GOTO 3                                             003870
      DO 14 K=2,NT                                                      003880
      I=K                                                               003890
      IF(P.LT.PP(I))GOTO 15                                             003900
   14 CONTINUE                                                          003910
   15 FAC=(P-PP(I-1))/(PP(I)-PP(I-1))                                   003920
      T=FAC*(TT(I)-TT(I-1))+TT(I-1)                                     003930
      RETURN                                                            003940
   12 T=TT(1)                                                           003950
      RETURN                                                            003960
      END                                                               003970
```

```
      SUBROUTINE NEWT(AKN,AKO,DZ,A,ALF,ZG,NSAT)                          003980
      IF(AKN.LT.AKO-1.E-12 )GOTO 4                                       003990
      ZG=DZ*NSAT                                                         004000
      RETURN                                                             004010
    4 FAC=AKO/(A*(AKO-AKN))                                              004020
      AA=FAC*AKN-DZ*NSAT                                                 004030
      BB=FAC*AKO                                                         004040
      IC=0                                                               004050
      Y=ZG-NSAT*DZ                                                       004060
    1 EX=EXP(ALF*Y    )*BB                                             004070
      IC=IC+1                                                            004080
      Z=Y-(Y-AA+EX)/(1.+EX*ALF)                                          004090
      IF(IC.GT.20)GOTO 2                                                 004100
      IF(ABS(Y-Z).LT..01)GOTO3                                           004110
      Y=Z                                                                004120
      GOTO 1                                                             004130
    2 ZG=DZ*NSAT+Z                                                       004140
      PRINT 100,ZG                                                       004150
      RETURN                                                             004160
  100 FORMAT(3X,*NO CONVERGENCE*,E12.4)                                  004170
    3 ZG=DZ*NSAT+Z                                                       004180
      RETURN                                                             004190
      END                                                                004200
```

EXEMPLE D'UNE FICHE DE DONNEES

```
FIGURE 18:EFFECT OF CONDUCTIVITY:SANDY LOAMS
KO=.1,.5,2,10 (A)=.02;D=150;A=.006;AB=.01;PMAX=.4
4 16 10 .02 .006 .1 .01 .4 .5 .05 0 19 0 0 1 2 1
.28 -295 .29 -265 .3 -237 .31 -210 .32 -186 .33 -163 .34 -138
.35 -118 .36 -102 .37 -88 .38 -77 .39 -68 .4 -60 .41 -52 .42 -43
.43 -33 .44 -19 .445 -10 .45 0
0 2 15 .6 50 0
  16 10 .02 .006 .5 .01 .4 .5 .05 0 19 0 0 1 2 1
.28 -295 .29 -265 .3 -237 .31 -210 .32 -186 .33 -163 .34 -138
.35 -118 .36 -102 .37 -88 .38 -77 .39 -68 .4 -60 .41 -52 .42 -43
.43 -33 .44 -19 .445 -10 .45 0
0 2 15 .6 50 0
  16 10 .02 .006 2  .01 .4 .5 .05 0 19 0 0 1 0 1
.28 -295 .29 -265 .3 -237 .31 -210 .32 -186 .33 -163 .34 -138
.35 -118 .36 -102 .37 -88 .38 -77 .39 -68 .4 -60 .41 -52 .42 -43
.43 -33 .44 -19 .445 -10 .45 0
0 2 15 .6 50 0
  16 10 .02 .006 10 .01 .4 .5 .05 0 19 0 0 1 0 1
.28 -295 .29 -265 .3 -237 .31 -210 .32 -186 .33 -163 .34 -138
.35 -118 .36 -102 .37 -88 .38 -77 .39 -68 .4 -60 .41 -52 .42 -43
.43 -33 .44 -19 .445 -10 .45 0
0 2 15 .6 50 0
```

Annexe B

Langage de contrôle cybernétique pour essayer le modèle et reproduire les résultats sous forme de courbes

ANNEXE B

LANGAGE DE CONTRÔLE CYBERNÉTIQUE POUR ESSAYER LE MODÈLE ET REPRODUIRE LES RÉSULTATS SOUS FORME DE COURBES

Les énoncés de langage de contrôle suivants permettront de calculer l'écoulement du drain, le débit total et l'élévation de la nappe d'eau souterraine et de reproduire ces résultats comme dans la figure 6, et les figures 8 à 28. Pour les tableaux, nous avons utilisé les programmes DISSPLA ainsi qu'un programme spécialement écrit par J. Giovannitti, dont la description complète fera l'objet d'une publication interne de l'INRH.

```
    IC9XX,CM130000,T500,P2.
    ACCOUNT,24072.
(1) ATTACH, SOILBI, ID=VDB.
(2) ATTACH, TAPE1, CLAY,ID=VDB.
(3) REQUEST,TAPE6,*PF.
(4) SOILBI.
    CATALOG,TAPE6,TEMP,ID=VDB.
    RETURN,TAPE6.
(5) ATTACH,TAPE5,TEMP,ID=VDB.
(6) ATTACH,LGO,PLOTBI,ID=VDB.
(7) ATTACH,TAPE6,ID=JGG.
(8) BEGIN,DISSPLA,,CAL1051,NAME=VANDENBERG/562 BOOTH ST.
```

1. Joindre le code binaire du programme FLO.

2. Joindre le fichier et les données pour exécuter le programme FLO.

3. TAPE6 contiendra les résultats utilisés comme données pour les tableaux.

4. Exécuter le programme FLO.

5. Joindre le fichier avec les résultats de l'essai de FLO, catalogué à TEMP, avec le nom du fichier local TAPE 5.

6. Joindre le code binaire pour le programme d'établissement des figures.

7. Joindre TAPE6, qui comprend une ligne de paramètres pour le programme des figures.

8. Produire les figures.